

Dinoflagellaten-Zysten als Paläoumweltindikatoren im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres



Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
am Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

Vorgelegt von
Astrid Baumann
2007

Tag des Kolloquiums:
07. November 2007

Gutachter:
Prof. Dr. Jörn Thiede
Prof. Dr. Helmut Willems

Prüfer:
Prof. Dr. Andreas Mackensen
Prof. Dr. Rüdiger Henrich

ZUSAMMENFASSUNG	I
ABSTRACT	III
1. EINLEITUNG	1
1.1 Einführung und Zielsetzung	1
1.2 Physiographie und Ozeanographie im Arbeitsgebiet	3
2. MATERIAL UND METHODEN	6
2.1 Das Probenmaterial	6
2.2 Chemische Aufbereitung	7
2.3 Zur Klassifizierung der organisch-wandigen Mikrofossilien	7
2.4 Auswertung der Streupräparate	8
2.4.1 Semiquantitative Bestimmung der Zystenkonzentrationen	9
2.4.2 Vergleichbarkeit der gezählten Proben	9
2.5 Stratigraphie	10
2.6 Transferfunktionen und Normierung	13
3. GRUNDLAGEN	16
3.1 Zur Anwendung von Dinoflagellaten als Paläoumweltindikatoren	16
3.2 Charakterisierung von Wassermassen mit Dinozysten im Europäischen Nordmeer	17
3.2.1 Dinozysten im Sinkbereich des Europäischen Nordmeeres	17
3.2.2 Palökologische Gradienten im Vorkommen von Dinozysten in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres	19
4. ERGEBNISSE	23
4.1 Vorkommen von Dinozysten seit dem letzten Glazial	23
4.1.1 Zeitliche Entwicklung der Zystenkonzentrationen	23
4.1.2 Ökostratigraphisches Vorkommen und Häufigkeiten	24
ROCKALL PLATEAU	
NORWEGENSEE	
ISLANDSEE	
GRÖNLANDSEE	
4.1.3 Rekonstruktion der hydrographischen Bedingungen im Holozän mit Transferfunktionen	34
4.2 Vorkommen von Dinozysten in den älteren Abschnitten	37
5. ZUR ÖKOLOGIE DER WICHTIGSTEN ARTEN UND DIE INTERPRETATION DER RÄUMLICHEN UND ZEITLICHEN TRENDS IM HOLOZÄN	41

6. DISKUSSION	52
6.1 Dinozystengemeinschaften als Anzeiger palökologischer Veränderungen im Stadium 5 (128000 - 73000 J.v.h.)	52
6.1.1 Das Substadium 5e	52
6.1.2 Die Substadien 5d-5a	54
6.2 Dinozystengemeinschaften als Anzeiger palökologischer Veränderungen im Abschnitt von 73000 - 10000 J.v.h.	56
6.2.1 Dinozysten während instabiler hydrographischer Bedingungen (45000 bis 15000 J.v.h.)	57
6.2.2 Das Auftreten von <i>Bitectatodinium tepikiense</i>	61
6.3 Dinozystengemeinschaften als Anzeiger palökologischer Veränderungen und paläozeanographischer Ereignisse im Holozän	62
6.4 Räumlich-zeitliche Variationen der Mikrofossilgemeinschaften und ihre paläozeanographische Bedeutung	71
6.4.1 Das Einsetzen von Mikrofossilien im ausgehenden Spätglazial	73
6.4.2 Die Mikrofossilgemeinschaften im mittleren und späteren Holozän ..	75
6.4.3 Vergleich von SST-Rekonstruktionen	76
7. SCHLUSSFOLGERUNGEN	80
DANK	84
LITERATURVERZEICHNIS	86
ANHANG	
I Taxonomie	
II Tafeln	

Die Datenanhänge dieser Arbeit werden in PANGAEA (www.pangaea.de), Publishing Network for Geoscientific and Environmental Data public digital library, archiviert und werden wie folgt verfügbar sein:

Baumann, A. (2007): Dinoflagellaten-Zysten als Paläoumweltindikatoren im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres [supplementary data to the reference given], Bremen/Bremerhaven: PANGAEA - Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data, doi:10.1594/PANGAEA.xxxxxx

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Untersuchungen zum Vorkommen von Dinoflagellaten-Zysten und ihrer Signifikanz als Paläoumweltindikatoren im Europäischen Nordmeer durchgeführt. Es sind 9 „kurze“ Kerne und weitere 2 „lange“ Kerne bearbeitet worden, um die spätpleistozäne Entwicklung der Gemeinschaften im Verlauf der Nordatlantikdrift sowie flächendeckend im Europäischen Nordmeer für das Holozän zu erfassen. Durch die Berechnung von Transferfunktionen mit der Modern Analog Technik wurden zudem Veränderungen in Temperatur, Salzgehalt sowie Meereisbedeckung für die holozänen Abschnitte ermittelt.

Die Gemeinschaften der Interglaziale werden hauptsächlich von *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus* und *Spiniferites* spp. bestimmt, während glaziale Gemeinschaften durch einen hohen Anteil an *B. tepikiense* charakterisiert sind. Zudem zeigen sich auffällige räumliche Unterschiede. So lassen sich auf dem Rockall Plateau sowohl im Stadium 5, als auch in den Stadien 4-2 phasenweise hohe Dinozystenkonzentrationen nachweisen, die günstige Bedingungen und eine starke Produktion von Dinozysten belegen. Eine Reihe von Arten treten nur hier auf oder kommen, wie z.B. *S. mirabilis* s.l., in deutlich höheren Anteilen vor. Im Gegensatz dazu bleibt ein starker Einstrom warmen Oberflächenwassers in das Europäische Nordmeer auf das Stadium 5e beschränkt. In den Stadien 5d-5a sowie 4-2 wird ein reduzierter Einstrom relativ warmer atlantischer Wassermassen durch in Richtung Norden zurückgehende Zystenkonzentrationen und insgesamt geringe Werte im Europäischen Nordmeer verdeutlicht.

Der erneute Anstieg der Zystenkonzentrationen beginnt dann um ca. 15000 J.v.h. auf dem Rockall Plateau, während im Europäischen Nordmeer ein deutlicher Anstieg erst ab 10000 J.v.h. erfolgt. Die in den Kernen aus der Norwegensee beobachteten hohen Anteile von *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* lassen dabei auf einen schon früh einsetzenden Einstrom von relativ warmem Oberflächenwasser schließen, der allerdings noch auf einen schmalen Bereich im östlichen Europäischen Nordmeer beschränkt bleibt. Der für die Norwegensee äußerst markante Wechsel in den Häufigkeiten von *N. labyrinthus* zu *O. centrocarpum*, mit dem ein drastischer Anstieg der Zystenkonzentrationen einher geht, markiert das Einsetzen des rezenten Zirkulationssystems. In der Norwegensee dominiert *O. centrocarpum* ab ca. 7000 J.v.h., während sowohl in der Islandsee als auch in der Grönlandsee die endemische Art *I. pallidum* weiterhin in großen Häufigkeiten vorkommt. Hier sind die Gemeinschaften durch den Einfluss unterschiedlicher Oberflächenwassermassen zudem wesentlich komplexer ausgebildet. Insbesondere in der südlichen Islandsee werden sie von polaren und arktischen Wassermassen sowie von atlantischem Wasser des Irmingerstroms beeinflusst.

In den Temperaturen lässt sich ein ausgesprochener Ost-West-Gradient erkennen, der durch das gesamte Holozän hindurch anhält. Die mittleren Sommer-SSTs von ca. 4-6°C (Grönland- und Islandsee) liegen dabei über den größten Teil des Holozäns ca. 4-5°C unter

den Temperaturen in der Norwegensee. Dabei zeigen die SST-Verläufe in den Sedimentkernen der Norwegensee eine größere Variabilität, die mit Veränderungen in der Lage der Arktisfront bzw. dem Einfluss des norwegischen Küstenstromes in Zusammenhang gebracht werden können.

Die absoluten Häufigkeiten der verschiedenen Mikrofossilgruppen zeigen unterschiedliche, aber in den Kernen aus dem Europäischen Nordmeer generell ähnliche Trends. Dabei dominieren kieselige Mikrofossilien das frühe Holozän, während der Anstieg in den Häufigkeiten von Coccolithen, Dinozysten und Foraminiferen erst zwischen 7500-6000 J.v.h. erfolgt. Es zeigt sich zudem, dass Dinozysten aufgrund ihrer guten Erhaltungsfähigkeit für paläozeanographische Rekonstruktionen geeignet sind. Sie werden vermutlich nicht durch Lösung beeinflusst, so dass insbesondere die Paläoumwelt am Übergang vom Spätglazial zum Holozän im westlichen Europäischen Nordmeer mit dieser Gruppe rekonstruiert werden kann. Hier fehlen andere Mikrofossilien oder sind nur spärlich vorhanden, während Dinozystengemeinschaften deutliche Variationen zeigen und daher für palökologische Rekonstruktionen genutzt werden können.

ABSTRACT

Dinoflagellate cysts have been investigated in sediments from the Norwegian-Greenland Sea and North Atlantic Ocean to reconstruct the surface water paleoenvironment of the last climatic cycle and the Holocene. Therefore, nine short sediment cores covering late Glacial and Holocene sediments from the Norwegian-Greenland Sea and the Rockall Plateau as well as two long sediment cores located along the path of the North Atlantic Drift and Norwegian Current containing the last climatic cycle have been analysed. The best analogue technique was used for the reconstruction of Holocene sea-surface temperature and salinity during summer and winter and the extent of sea-ice cover.

During the interglacials, assemblages are mainly characterised by *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus* und *Spiniferites* spp., whereas glacial assemblages are dominated by high abundances of *B. tepikiense*. On the Rockall Plateau, intervals with higher cyst concentrations occur, indicating favourable conditions and increased productivity during parts of MIS 5 and MIS 4-2. Several species only appear in this region, or in higher proportions, as for example *S. mirabilis*. The extension of warm North Atlantic surface water into the Norwegian-Greenland Sea is limited to MIS 5e. A reduced inflow of relatively warm Atlantic water is shown from MIS 5d to MIS 2 by decreasing cyst concentrations in a northward direction and overall extremely low concentrations in the Norwegian-Greenland Sea.

On the Rockall Plateau, concentrations of dinocysts already increased at around 15000 yr BP. In contrast, only sparse occurrences of dinocysts have been observed in the Norwegian-Greenland Sea before 10000 yr BP, indicating harsh environmental conditions and temporarily very slight inflow of Atlantic water to this region. High abundances of *O. centrocarpum* and *N. labyrinthus* indicate the increased inflow of relatively warm Atlantic water after 10000 yr BP., which is restricted to a small area in the eastern Norwegian-Greenland Sea. A considerable change in dominance of these two species observed in the Norwegian Sea at the same time as well as a distinct increase in cyst concentrations marks the onset of the recent circulation system. In the Norwegian Sea, *O. centrocarpum* dominates the assemblages since about 7000 yr BP, while assemblages both in the Iceland and the Greenland Sea still show higher abundances of the endemic species *I. pallidum*. Here, assemblages are more complex due to the influence of different surface currents. In particular, the southern Iceland Sea is influenced by cold Polar and Arctic surface water masses as well as warm Atlantic water of the Irminger Current.

Sea surface temperatures show a distinct gradient from east to west during the Holocene. Mean Summer SSTs are around 4-6°C in the Greenland and Iceland Seas. During most of the Holocene temperatures are around 4-5°C higher in the Norwegian Sea. There is also a greater variability connected to the changing position of the arctic front and the differing influence of the Norwegian Coastal Current.

For all microfossil groups principally comparable trends in the sediment cores of the Norwegian-Greenland Seas are observed, although they show varying absolute numbers in the different environmental settings. Siliceous microfossils are dominant during the early Holocene, while coccolithophores, dinoflagellate cysts and planktic foraminifers increase in numbers at around 7500-6000 yr BP. In addition, while assemblages of other microfossils are missing or show only sparse occurrences in the Greenland and Iceland Seas, dinoflagellate cysts are well-suited for paleoenvironmental interpretations. They are probably not influenced by dissolution and show distinct temporal variations, which makes them a good tool for surface water reconstructions in this area.

1. EINLEITUNG

1.1 Einführung und Zielsetzung

Die Entwicklung der Paläoumwelt seit dem letzten glazialen Maximum ist besonders intensiv im Europäischen Nordmeer untersucht worden, weil dieses Gebiet als eine der Schlüsselregionen für die globale thermohaline Zirkulation ("ocean conveyor belt", Broecker 1990) gilt. Dabei fungiert heute der nordatlantische Zweig des ozeanischen Förderbandes als „Lunge“ des Weltozeans. In ihm werden warme, sauerstoffreiche und relativ salzhaltige Oberflächenwassermassen weit nach Norden in das Europäische Nordmeer transportiert, wo sie unter massiver Wärmeabgabe abkühlen, in die Tiefe absinken und die tiefen Becken des Weltozeans bis hin in den Ostpazifik belüften (u.a. Hopkins 1991). Allerdings haben Aufbau und Abschmelzen der großen Eisschilde im Quartär die physikalischen Eigenschaften des nordatlantischen Oberflächenwassers stark verändert, so dass die Tiefenwassererneuerung in den Glazialzeiten reduziert und partiell aus dem Europäischen Nordmeer in den Nordatlantik verlagert wurde (u.a. Duplessy et al. 1988, Henrich et al. 2002).

Eine Reihe von Arbeiten hat sich mit derartigen Mechanismen der Klimaänderung im Quartär befasst und dafür auch die fossilen Reste von Planktonorganismen als Indikatoren für die Rekonstruktion früherer Umweltverhältnisse genutzt (Schäfer et al. 2001). So deutete man die Gemeinschaften von planktischen Foraminiferen in Sedimenten des Europäischen Nordmeeres schon sehr frühzeitig dahingehend, dass dieses Seegebiet im Glazial nahezu ganzjährig mit Meereis bedeckt war und damit die Wärmeabgabe und die Tiefenwasserproduktion weitestgehend unterbunden waren (Kellogg et al. 1978, Kellogg 1980). Neuere Arbeiten relativieren dieses jedoch wieder und belegen saisonal eisfreie Wassermassen und die Produktion von oberem NADW zumindest für die Sommersituation (Henrich 1998). Neben planktischen Foraminiferen (u.a. Kellogg 1975, 1976, Bauch 1993, Bauch et al. 2001, Kandiano et al. 2004) wurden an spätpleistozänen Sedimenten des Europäischen Nordmeeres intensiv Coccolithophoriden (Gard 1988, Baumann 1990, Gard & Backman 1990) bearbeitet. Dabei hat sich gezeigt, dass neben auffälligen Änderungen in den Artenzusammensetzungen vor allem die absoluten Häufigkeiten im Rhythmus der Glazial- und Interglazialzeiten variieren. So kommen hohe Gehalte an kalkigen Planktonorganismen in den Interglazialen vor, während in den Glazialen meist nur individuenarme monospezifische Gemeinschaften, z.B. bestehend aus der kaltwasser-adaptierten Foraminiferenart *Neogloboquadrina pachyderma* sin., festgestellt wurden.

Auch konnte mithilfe zahlreicher mikropaläontologischer Untersuchungen bereits relativ frühzeitig gezeigt werden, dass die letzte Abschmelzphase in mindestens zwei Schritten verlief (u.a. Ruddiman & McIntyre 1981, Jansen & Björklund 1985, Jansen & Erlenkeuser 1985, Veum et al. 1992, Hafliðason et al. 1995). Diese zweiphasige postglaziale Abschmelzgeschichte hat insbesondere zu einer starken Verschiebung der Polarfront und der damit

verbundenen Ausbreitung der polaren Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer geführt. Darüber hinaus sind vor allem auch die, den generellen Erwärmungstrend überlagernden, sehr abrupten Klimaveränderungen während des Übergangs vom Glazial zum Holozän in Sedimentkernen der südöstlichen Norwegensee aufgezeichnet (Lehmann & Keigwin 1992, Koç et al. 1993, Koç & Jansen 1994, Hald & Aspel 1997, Rochon et al. 1999, Bauch et al. 2001). Zudem ist die holozäne Entwicklung der Paläoumwelt in jüngster Vergangenheit sehr intensiv untersucht worden (u.a. Andersen et al. 2004a,b, Giraudeau et al. 2004, Mayewski et al. 2004, Cortese et al. 2005). Viele der aufgezeigten Untersuchungen beschränken sich jedoch auf einzelne, räumlich abgegrenzte Gebiete, wobei vor allem die Island- und Grönlandsee bis heute nur relativ spärlich bearbeitet wurden. Ein Grund dafür ist, dass Diatomeen (Koç et al. 1993) und Coccolithen (Andrulleit & Baumann 1998) in diesen Sedimenten meist fehlen oder nur eine geringe Artendiversität aufweisen. Hier sind die Dinoflagellatenzysten (im Folgenden kurz Dinozysten genannt) gegenüber den anderen Mikrofossilgruppen aufgrund der besseren Erhaltungsfähigkeit und höheren Diversität im Vorteil (z.B. Matthiessen & Baumann 1997).

Relativ flächendeckend wurden Dinozystengemeinschaften in Sedimentfallen des Europäischen Nordmeeres untersucht (Dale & Dale 1992). Die gewonnenen Daten zeigen, dass organisch-wandige Zysten deutlich über die kalkigen Dinozysten dominieren und sowohl Zystenflux als auch Diversität unter dem Norwegenstrom höher sind als unter dem Ostgrönlandstrom. Neben der Dokumentation der saisonalen Variabilität konnten auch Aussagen zur räumlichen Verbreitung von Dinozystenarten im Europäischen Nordmeer gemacht werden. Dabei korrelieren die Gemeinschaften aus den Sedimentfallen relativ gut mit denen der Oberflächensedimente (Matthiessen 1991, 1995). Die Verbreitung der Gemeinschaften in den Oberflächensedimenten lässt wiederum eine gute Korrelation zu den Wassermassen erkennen (Matthiessen 1995, Rochon et al. 1999).

Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit ist es, die räumlich-zeitliche Entwicklung von ozeanischen Dinozystengemeinschaften im Europäischen Nordmeer und im südlich angrenzenden Nordatlantik zu erfassen. Vergleichbare Untersuchungen an Dinozysten sind im Arbeitsgebiet bislang nur in bestimmten Regionen durchgeführt worden (Matthiessen 1991, Baumann & Matthiessen 1992, Matthiessen & Baumann 1997). Wesentliche Ziele der vorliegenden Arbeit waren daher

- die Kenntnisse über die spätglazial-holozänen Dinozystengemeinschaften zu verdichten und damit die Entwicklung der Paläoumwelt seit dem Spätglazial zu rekonstruieren. Besondere Bedeutung kommt dabei dem Übergang vom Glazial zum Holozän sowie dem gesamten westlichen Europäischen Nordmeer zu (Island- und Grönlandsee).
- durch die Verknüpfung mit den Ergebnissen der Untersuchungen an anderen Mikrofossilgruppen die Aussagemöglichkeiten zur paläozeanographischen Entwicklung der letzten 15000 Jahre vor heute (J.v.h.) zu verbessern.

- die Untersuchungen auf älteres Kernmaterial auszuweiten, um zeitliche Fluktuationen von Dinozystengemeinschaften auch im letzten Interglazial zu charakterisieren.
- zu klären, ob und inwieweit mit Dinozystengemeinschaften Aussagen zur paläozeanographischen Entwicklung in den an kalkigen und kieseligen Mikrofossilien armen Abschnitten des Glazials gemacht werden können.

Dazu wurden im gesamten Europäischen Nordmeer verteilt, gut datierte Sedimentkerne, insbesondere im Einflussbereich des kalten polaren Oberflächenwassers und auf einem Süd-Nord-Transekt entlang der Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes untersucht. Die Arbeiten an diesen Kernen schließen damit thematisch und methodisch an die von Matthiessen (1991, 1994) durchgeführten Untersuchungen zu Vorkommen und Verteilung von Dinozysten in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres an. Zudem erlauben Untersuchungen der Artengemeinschaften in den pleistozänen Sedimenten der Norwegensee und des Atlantiks Rückschlüsse auf palökologische Veränderungen sowie auf Veränderungen des Oberflächenstromsystems während der letzten 150000 Jahre, die sich auch durch vorliegende andere Arbeiten (Eynaud 1999, Matthiessen & Knies 2001, Eynaud et al. 2002) gut ergänzen lassen.

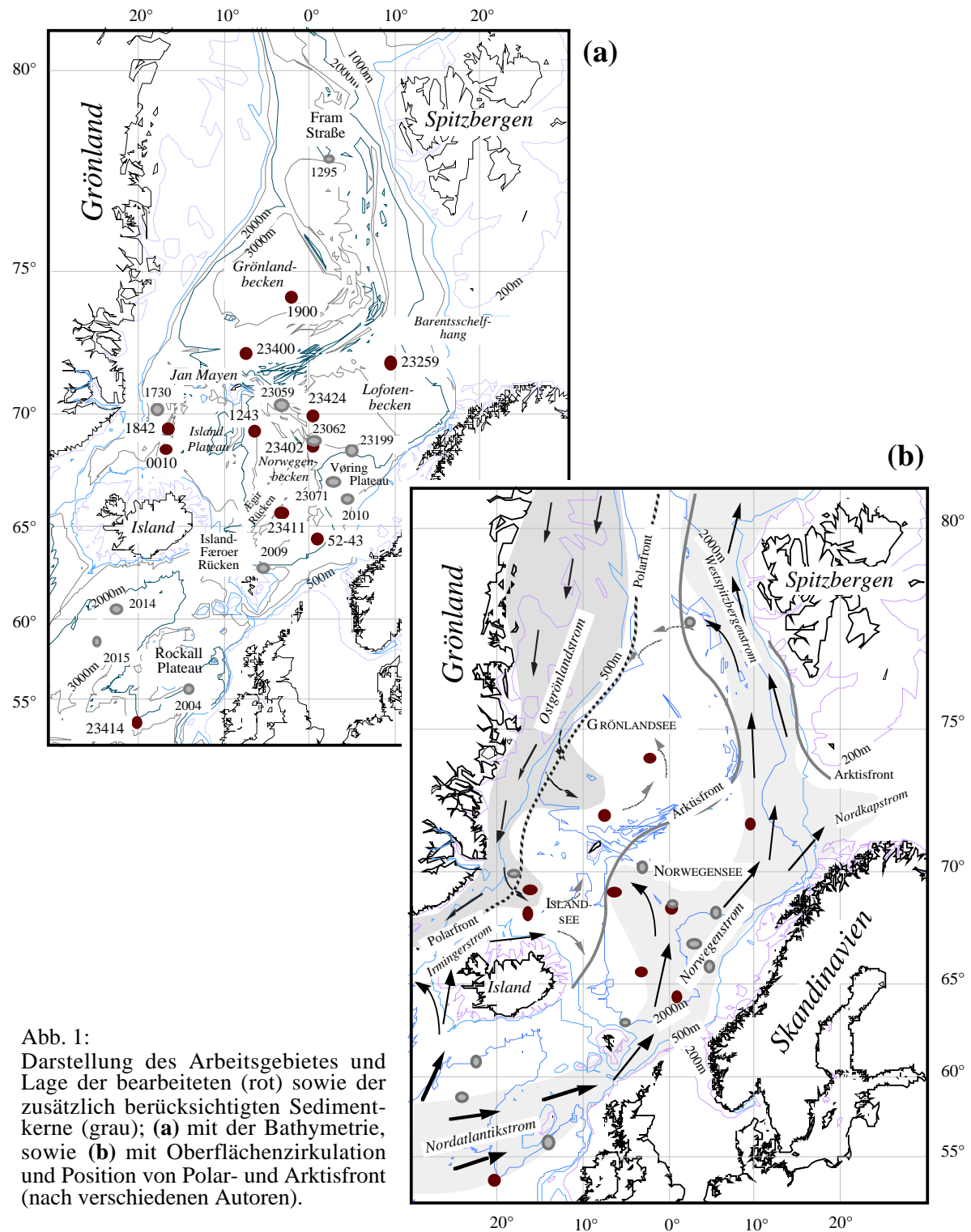
1.2 Physiographie und Ozeanographie im Arbeitsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst das Rockall Plateau im nordöstlichen Nordatlantik und das sich nördlich anschließende Europäische Nordmeer. Letzteres ist ein Sedimentationsbecken, das durch mittelozeanische Rücken, ehemalige Spreizungsachsen und Bruchzonen in mehrere Teilbecken untergliedert ist (Abb. 1). Diese großräumigen Strukturen grenzen Island-, Grönland- und Norwegensee morphologisch voneinander ab und beeinflussen zudem die Ozeanographie im Gebiet.

Der Bereich des Rockall Plateaus wird von einem zyklonalen Wirbelsystem beeinflusst. Es liegt unter dem Einfluss des Nordatlantikstroms als Ausläufer des Golfstroms, der salzreicheres Wasser nach Nordosten ins Europäische Nordmeer transportiert.

Im Europäischen Nordmeer sind die oberflächennahen Wassermassen durch deutliche hydrographische Kontraste in Temperatur, Salzgehalt und Eisbedeckung geprägt. Es lassen sich drei wichtige ozeanographische Domänen unterscheiden, die durch markante ozeanographische Fronten (Polar-, Arktisfront) voneinander getrennt werden (u.a. Swift & Aagaard 1981, Johannessen 1986, Swift 1986, Aagaard et al. 1987, Quadfasel et al. 1987, Dickson et al. 1988, Midttun 1989, Hopkins 1991).

Die Osthälfte des Europäischen Nordmeeres ist durch den aus Süden erfolgenden Einstrom relativ warmer (6° - 10°C), salzreicher (>35) nordatlantischer Wassermassen gekennzeichnet. Der aus der Nordatlantikdrift hervorgehende Norwegenstrom (NC) spaltet sich in Höhe Nordnorwegens in den nach Osten gerichteten Nordkapstrom und den weiter nach Norden fließen-



den Westspitzbergenstrom. Letzterer lässt sich bis in den Arktischen Ozean hinein verfolgen, gewinnt auf seinem Weg nach Norden durch Abkühlung zunehmend an Dichte und sinkt unter das polare Oberflächenwasser (Aagaard et al. 1987). Die westliche Grenze der atlantischen Domäne, die Arktisfront, verläuft quer durch die Islandsee zum Island-Faeroer-Rücken (Swift 1986). Auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres transportiert der Ostgrönlandstrom (EGC) kaltes ($<0^{\circ}\text{C}$), salzarmes (30-34) Oberflächenwasser aus dem Arktischen Ozean

nach Süden bis in den Nordatlantik (Koltermann 1987). Die Wassermasse ist saisonal mit Meereis bedeckt und hauptsächlich auf den grönländischen Schelf und oberen Kontinentalhang beschränkt. Die Polarfront als östliche Grenze dieser polaren Domäne verläuft entlang des ostgrönländischen Schelfrandes (Swift 1986). Nördlich von Jan Mayen und von Island zweigen Teile des polaren Wassers als Jan Mayen Strom bzw. Ostislandstrom (EIC) nach Osten ab und bilden zusammen mit den nach Westen abdriftenden atlantischen Wassermassen zwei zyklonale Wirbel in der zentralen Grönland- und Islandsee. Hier erreicht das Oberflächenwasser lokal Dichten, die eine Tiefenkonvektion ermöglichen. Die resultierenden Zwischenwassermassen bilden nach Überqueren des Grönland-Schottland Rückens den Hauptteil des nordatlantischen Tiefenwassers, das die tiefen Beckenbereiche der Weltozeane bis hin in den Ostpazifik belüftet (u.a. Hopkins 1991, Hansen & Østerhus 2000, Blindheim & Rey 2004). Das polare Wasser des EIC vermischt sich nördlich von Island zudem noch mit dem Irmingerstrom (IC), der westlich um Island herum aus dem Nordatlantik kommend nach Norden fließt. Allgemein besteht diese zwischen den beiden Hauptwassermassen (NC und EGC) liegende arktische Domäne aus Oberflächenwasser, das wärmer und salzreicher als polares Wasser jedoch salzärmer und kälter als atlantisches Wasser ist. Im Winter befindet sich die Packeisgrenze innerhalb der arktischen Domäne, während dieser Bereich im Sommer nahezu eisfrei bleibt.

2. MATERIAL UND METHODEN

2.1 Das Probenmaterial

Für die Untersuchungen wurden gut datierte Kerne ausgewählt, an denen möglichst auch andere Mikrofossilgruppen bearbeitet worden sind. Insgesamt wurden 9 „kurze“ Kerne im Europäischen Nordmeer und weitere 2 „lange“ Kerne im Verlauf der Nordatlantikdrift bearbeitet, um die holozäne und spätpleistozäne Entwicklung im nördlichen Nordatlantik und Europäischen Nordmeer möglichst flächendeckend zu erfassen. Ergänzend wurden Daten einiger bereits publizierter Kerne hinzugenommen (Matthiessen 1991, Baumann & Matthiessen 1992, Matthiessen & Baumann 1997, Eynaud 1999), um eine noch bessere Abdeckung des Untersuchungsgebietes zu erreichen (Tab. 1, Abb. 1).

Die Beprobung des Kernmaterials erfolgte direkt an Bord oder im Kernlabor in Kiel. Es wurden Proben von jeweils 1 bis 1,5 cm Mächtigkeit bei variablen Probenabständen entnom-

Tabelle 1: Geographische Positionen, Wassertiefen und Daten der bearbeiteten sowie zusätzlich berücksichtigter Kerne (* aus Matthiessen 1991 und Baumann & Matthiessen 1992, ¹ aus Matthiessen & Baumann 1997, ² aus Eynaud 1999).

Kernnr.	Gerät	Expedition	Geogr. Position		Wassertiefe (m)	bearb. Kern- abschnitt (cm)
			Breite	Länge		
0010	GKG	Pos 158/1	68° 31,5'N	16° 50,7'W	522	0 - 38
1243	GKG/SL	ARK II/4	69° 22,5'N	06° 31,3'W	2716	2,5 - 48
1842	GKG	ARK VII/1	69° 27,8'N	16° 31,5'W	983	1 - 29
1900	GKG/SL	ARK VII/1	74° 12,3'N	02° 19,7'W	3546	0 - 42
23259	KOL	M 7/2	72° 02,0'N	09° 16,0'E	2518	0 - 623
23400	GKG	M 17/1	72° 21,1'N	07° 42,4'W	2642	0 - 40
23402	GKG/KAL	M 17/1	68° 43,9'N	00° 10,0'E	2429	0 - 185
23411	GKG	M 17/2	65° 48,0'N	03° 30,0'W	2926	0 - 35
23414	MUC/GKG/KAL	M 17/2	53° 32,4'N	20° 17,3'W	2198	0 - 435
23424	GKG	M 21/4	70° 02,1'N	00° 03,9'W	3247	0 - 43
52-43	SL	HM 52	64° 31,0'N	00° 44,0'E	2781	0 - 71
¹ 1295	GKG	ARK III/3	77° 59,5'N	02° 25,2'E	3112	0 - 36
¹ 1730	GKG/KAL	ARK V/3b	70° 07,0'N	17° 41,7'W	1622	0 - 90
* 23059	GKG	M 2/2	70° 18,3'N	03° 07,3'W	2283	0 - 29
* 23062	GKG	M 2/2	68° 43,7'N	00° 10,1'E	2244	0 - 37
* 23071	GKG/KAL	M 2/2	67° 05,1'N	02° 54,4'E	1306	0 - 102
* 23199	SL	ARK I/3	68° 22,6'N	05° 13,5'E	1968	0 - 59
² 2004	KOL	MD 95	55° 28,0'N	14° 40,0'W	2177	800 - 1450
² 2009	KOL	MD 95	62° 44,3'N	03° 59,9'W	1027	1445 - 2215
² 2010	KOL	MD 95	66° 41,0'N	04° 34,0'E	1226	0 - 960
² 2014	KOL	MD 95	60° 35,0'N	22° 04,0'W	2397	1040 - 1700
² 2015	KOL	MD 95	58° 46,0'N	25° 57,0'W	2630	1300 - 2100

(GKG - Großkastengreifer, MUC - Multicorer, KAL - Kastenlot, KOL - Kolbenlot, SL - Schwerelot)

men. Die Großkastengreifer- bzw. Multicorerproben wurden im Abstand von 2-5 cm, die der längeren Sedimentkerne in 10-20 cm Abstand gewonnen.

Für den Kern 23259 wurde pro Teufe jeweils eine Gesamtprobe für verschiedene zu untersuchende Mikrofossilgruppen (u.a. Coccolithophoriden, planktische Foraminiferen, Diatomeen und Radiolarien) genommen, anschließend homogenisiert und danach aufgeteilt. Dieses Verfahren ist in Biebow (1991) und Neunzert (1992) ausführlich dargestellt. Die Ergebnisse von homogenisierten und nicht homogenisierten Proben sind für die vorliegende Arbeit an Material von Kern 23414 verglichen worden (vgl. Kap. 2.4.2).

2.2 Chemische Aufbereitung

Die Proben wurden nach palynologischen Standardverfahren bearbeitet, die ausführlich von Barss & Williams (1973), Doher (1980) und Phipps & Playford (1984) beschrieben wurden. Der generelle Ablauf der Probenaufbereitung ist in Abbildung 2 dargestellt. Es wurde überwiegend mit kalten Säuren gearbeitet, um eine mögliche selektive Zerstörung peridinioider Zysten zu vermeiden (Dale 1976).

Die Ausgangsprobe wurde gefriergetrocknet und dann gewogen. Die Probenmengen lagen je nach Sedimenttyp und Verfügbarkeit zumeist zwischen 10 g und 40 g Trockengewicht. Das Material wurde dann mit verdünnter Salzsäure (10-20%ige HCl) behandelt, um Karbonate zu lösen. Dieser Lösung wurden 1-2 Tabletten mit Sporen von *Lycopodium clavatum* zugesetzt und anschließend leicht erwärmt. Danach wurden die Proben mit entmineralisiertem Wasser durch 6 µm- bzw. 10 µm-Polyester-Monofilament (Gaze) gesiebt. In einem nächsten Schritt wurden die Silikate mit Flusssäure (38-40%ige HF) gelöst und durch erneutes Sieben wurden die organisch-wandigen Mikrofossilien angereichert. Eventuell neugebildete Fluorosilikate wurden durch erneute HCl-Behandlung gelöst. Homogenisierte Aliquots der Proben wurden für die mikroskopische Auswertung in Glyceringelatine eingebettet.

2.3 Zur Klassifizierung der organisch-wandigen Mikrofossilien

Allgemein wird für die Klassifikation der Dinoflagellaten und ihrer Zysten eine duale Nomenklatur verwendet; die Dinoflagellatentheken werden überwiegend nach der biologischen, die Zysten nach der paläontologischen Nomenklatur bestimmt.

Die Bestimmung der Arten erfolgte vorwiegend nach Arbeiten, die in Rochon et al. (1999) aufgelistet sind. Zudem beruht die benutzte Nomenklatur von Gattungen und Arten auf Arbeiten von Stover & Evitt (1978), Stover & Williams (1987), de Vernal et al. (1992) und Fensome et al. (1993), Fensome & Williams (2004). Abweichungen von diesen Arbeiten werden in der Taxonomie (Anhang I) diskutiert. Weitere benutzte Literatur ist bei den einzelnen Taxa aufgeführt (vgl. Anhang I). Es wurde versucht die einzelnen Zysten möglichst bis zur Art zu bestimmen. Bei einigen Gruppen ist dieses jedoch nicht möglich, so dass eine

Klassifikation nur bis zur Gattung erfolgte oder sogar nur die Zuordnung zu paläontologischen Sammelgruppen möglich war. Acritarchen und Süßwasseralgen sind bis zur Gattung bestimmt worden. Umgelagertes, präquartäres Material wurde in Dinozysten sowie Pollen & Sporen differenziert, jedoch nicht weiter unterschieden.

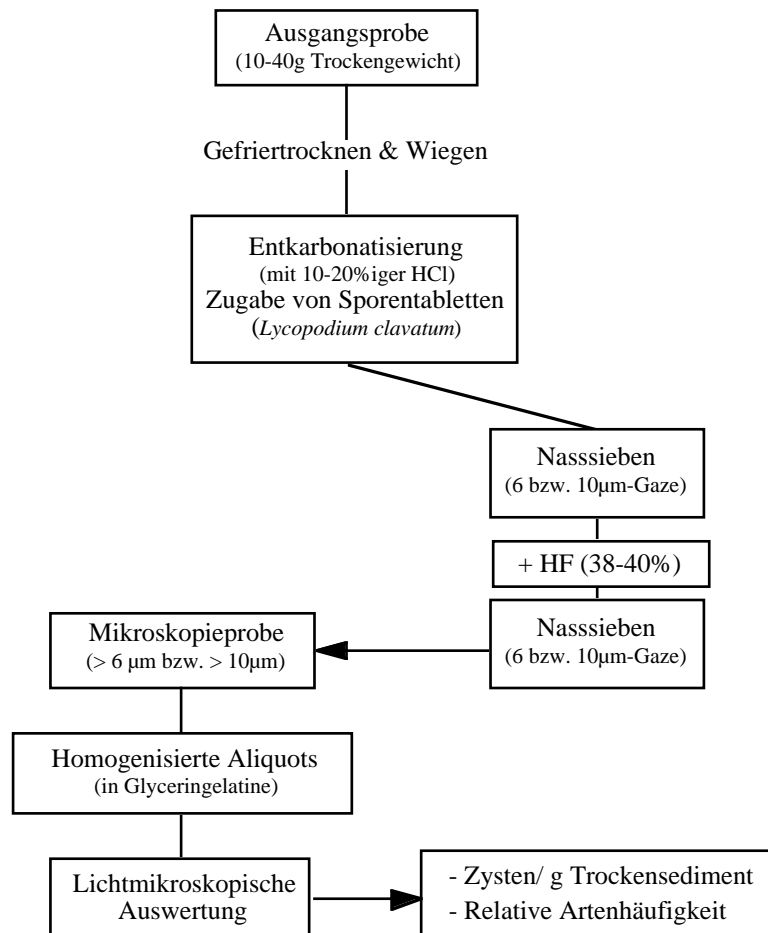


Abb. 2: Schematische Darstellung der durchgeführten Aufbereitungs- und Auswertungsschritte.

2.4 Auswertung der Streupräparate

Die Streupräparate wurden mit einem Durchlichtmikroskop Axiophot/ Axioskop der Firma Zeiss, unter Zuhilfenahme verschiedener optischer Standardverfahren (differentieller Interferenzkontrast nach Nomarski, Phasenkontrast, Fluoreszenzmikroskopie) ausgewertet. Die Zählungen erfolgten generell bei 400-facher Vergrößerung.

Nach Möglichkeit wurden mindestens 200 quartäre Dinozysten pro Probe gezählt, die dann als Bezugssumme zur Berechnung der relativen Anteile benutzt wurden. Bei einigen Proben - vor allem aus den glazialen Abschnitten - reichte allerdings auch die Auswertung mehrerer Präparate nicht, um diese Grundsumme zu erreichen. Hier werden die wichtigsten Arten auch bei geringeren Zählwerten dargestellt. Ansonsten werden relative Häufigkeiten im

Folgenden jedoch nur für Proben angegeben, in denen mindestens 100 quartäre Dinozysten erfasst wurden.

Alle übrigen Taxa, wie Acritarchen, Süßwasseralgen, Tintinniden-Loricae und umgelagerte Pollen und Sporen wurden ebenfalls mitgezählt. Die relativen Anteile dieser Taxa wurden auf die Summe der quartären Dinoflagellatenzysten bezogen. Dadurch ist es durchaus möglich, vor allem bei starker Verdünnung mit umgelagerten Palynomorphen, dass für andere Taxa relative Häufigkeiten von >100 % ermittelt wurden.

2.4.1 Semiquantitative Bestimmung der Zystenkonzentrationen

Die Konzentrationen wurden nach der Methode von Stockmarr (1971) mithilfe von *Lycopodium* -Tabletten berechnet:

$$\text{Zystenkonzentration (Ind. /g Sediment)} = \frac{n * n_{OM}}{n_L * m_P}$$

n - Anzahl der zugesetzten *Lycopodium* – Sporen,

n_L - Anzahl der gezählten *Lycopodium* – Sporen,

n_{OM} - Anzahl der gezählten organisch-wandigen Mikrofossilien,

m_P - Trockengewicht der Probe

Benutzt wurden *Lycopodium* - Tabletten der Batch-Nummern (1.) 307862 und (2.) 124961, hergestellt jeweils von Dansk Droge A/S, Ishøj, Dänemark mit den folgenden Kennziffern:

(1.) $x = 13500$, $s = \pm 1543$, $V = \pm 2,3 \%$; (2.) $x = 12541$, $s = \pm 2081$, $V = \pm 3,3 \%$

mit x = Anzahl der *Lycopodium*-Sporen s = Standardabweichung V = Varianz

Die Genauigkeit in der Bestimmung der Zystenkonzentrationen hängt dabei von der Tablettenkalibrierung (Varianz) sowie der Anzahl der gezählten Exemplare und *Lycopodium* - Sporen ab. Eine detaillierte Fehlerabschätzung ist bei Stockmarr (1971) dargestellt. Danach liegt der Fehler bei 100 gezählten Dinozysten bei ca. 10 %, bei 400-500 Exemplaren zwischen 4,5-5 %.

2.4.2 Vergleichbarkeit der gezählten Proben

Für die Probenaufbereitung von Kern 23259 standen ausschließlich homogenisierte Proben (siehe Biebow 1991, Neunzert 1992) zur Verfügung. Zur Verwertbarkeit der gezählten Daten wurde daher ein Vergleich zwischen homogenisierten und nicht homogenisierten Proben an Material von GKG 23414 durchgeführt. Die Vergleichbarkeit bezieht sich dabei sowohl auf die Dinozystenkonzentrationen als auch auf die relativen Anteile der wichtigsten Arten (Abb. 3). Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass die gezählten Grundsummen in beiden Zählungen deutlich verschieden sind. Dieses dürfte besonders einen Einfluss auf das Vorkommen seltener vorkommender Dinozystenarten haben.

23414 - Zählvergleich

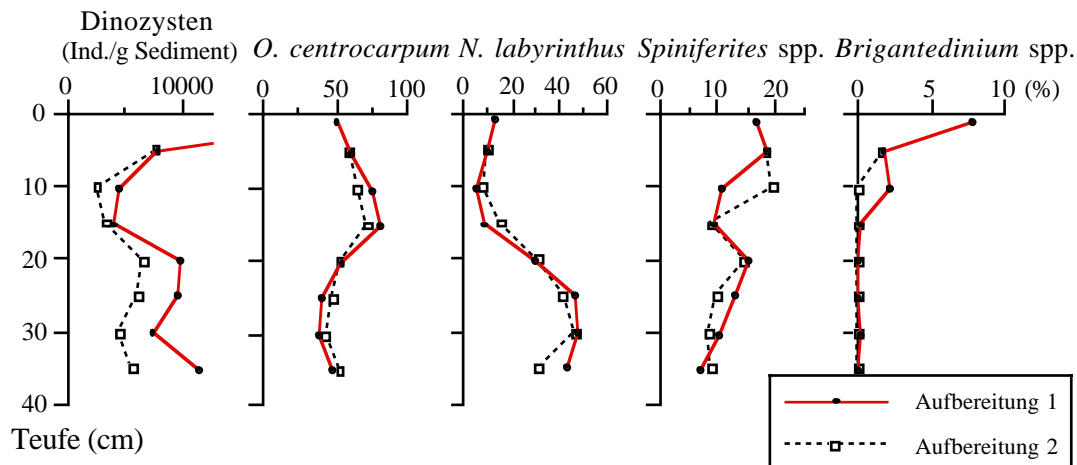


Abb. 3: Ergebnisse der doppelt aufbereiteten Proben von Kern 23414; dargestellt sind Zystenkonzentrationen sowie relative Häufigkeiten der dominanten Arten und Artengruppen (Aufbereitung 1 = nichthomogenisierte Probe, Aufbereitung 2 = homogenisierte Probe).

Es zeigt sich, dass die ermittelten Zystenkonzentrationen für beide Probensätze gut übereinstimmen und im Rahmen des zu berücksichtigenden relativen Fehlers der Methode (s. Kap. 2.4.1) liegen. Auch die Berechnungen der relativen Artenanteile zeigen eine gute Übereinstimmung. Unterschiede im relativen Anteil einzelner Arten liegen hier ebenfalls im Rahmen der zu erwartenden Fehlergrenzen.

Auch wenn eine Homogenisierung der Proben zumindest für einzelne Mikrofossilgruppen nicht sinnvoll erscheint (u.a. Radiolarien: Schröder-Ritzrau 1995, Diatomeen: Kohly 1994), sind derart behandelte Sedimente für die Untersuchung von Dinozysten brauchbar und die Ergebnisse mit Daten nicht homogenisierter Sedimente vergleichbar.

2.5 Stratigraphie

Die zeitliche Einstufung der Sedimente erfolgt insbesondere über konventionelle und „Accelerator Mass Spectrometry“ (AMS) ^{14}C -Altersdatierungen sowie über stabile Sauerstoffisotopen. Jenseits von ca. 40000 Jahren wurden die stratigraphischen Ereignisse der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven in die SPECMAP-Standardkurve (Martinson et al. 1987) eingehängt und dadurch datiert. Zusätzlich konnten einige Aschenlagen zur Korrelation herangezogen werden.

Für alle Sedimentkerne mit Ausnahme von Kern 23402 stand eine Stratigraphie anhand von stabilen Sauerstoffisotopen zur Verfügung (Abb. 4). Die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope sind an Gehäusen der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. gemessen worden. Nur an Kern 23414 vom Rockall Plateau wurden Messungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der planktischen Foraminifere *Globigerina bulloides* benutzt (Jung 1996). Die Messungen sind überwiegend im ^{14}C -Labor des Instituts für Reine und Angewandte Kernphysik, jetzt Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel

mit einem Finnigan MAT 251-Massenspektrometer durchgeführt worden. Die Reproduzierbarkeit der auf den PDB-Standard umgerechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beträgt 0,08 ‰.

Für die Kerne 52-43 und 1842 sind die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in Bergen (Norwegen) ebenfalls mit einem Finnigan MAT 251-Massenspektrometer an Gehäusen von *N. pachyderma* sin. gemessen worden. Die Reproduzierbarkeit der auf den PDB-

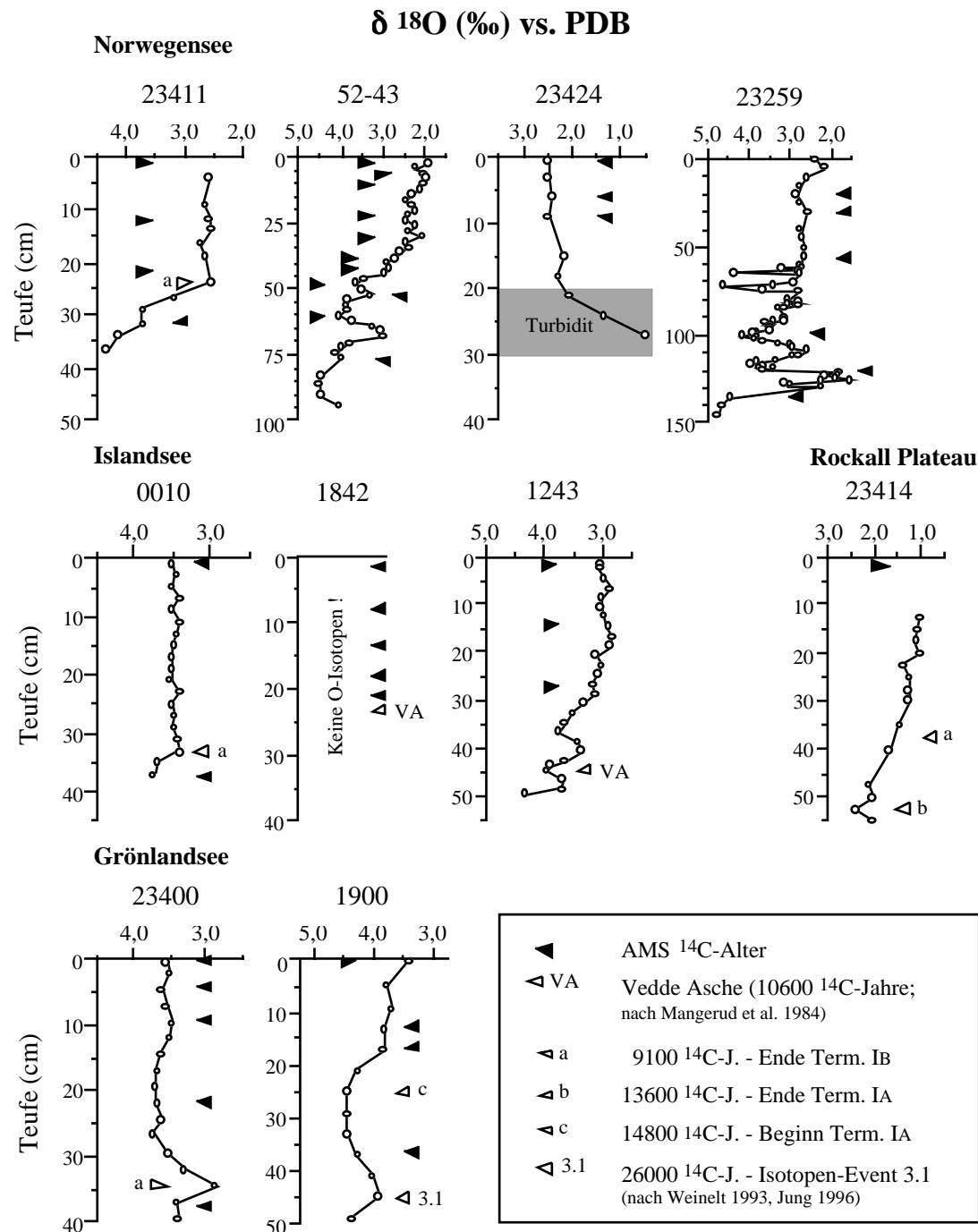


Abb. 4: Sauerstoffisotopenkurven und die benutzten Altersfixpunkte (Daten siehe Tabelle 2) der hier bearbeiteten „kurzen“ Sedimentkerne gegen Kerntiefe. Alle $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wurden mit Ausnahme des Kerns 23414 (*G. bulloides*) an *N. pachyderma* (sin.) gemessen.

Standard umgerechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beträgt hier 0,1 ‰. Es sei darauf hingewiesen, dass für den Kern 1842 AMS ^{14}C -Alter sowohl für den GKG (Koç et al. 1993) als auch für das Kastenlot (Koç & Jansen 1994) vorhanden sind, was von den Autoren und in späteren Arbeiten (Sarnthein et al. 1995) nicht explizit angegeben ist. Da in der vorliegenden Arbeit ausschließlich der GKG bearbeitet wurde, sind hier auch nur die entsprechenden Altersdaten benutzt worden.

Es wurden die Altersfixpunkte in Form von AMS ^{14}C -Altern bzw. nach $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignissen direkt übernommen (Tabelle 2). Die für die beiden langen Sedimentkerne vorhandenen Sauerstoffisotopendaten (Weinelt 1993, Jung 1996) sind hier nicht gesondert aufgeführt, sondern in den jeweiligen Kernabbildungen in Kap. 4.2 dargestellt. Um dem ungleichmäßigen Fortschreiten der ^{14}C -Alter im Vergleich zu dem absoluten Zeitverlauf Rechnung zu tragen, wurden die Altersdaten (Winn et al. 1991, Abb. 5) auf die lineare kalendarische Zeitskala umgerechnet. Da jenseits von 20000 Kalenderjahren bisher keine ^{14}C -Plateaus identifiziert wurden, ist der Zeitversatz von 3500 Jahren, wie bei Jung (1996) angegeben, bis ^{14}C -40000 Jahre zurück extrapoliert worden. Für alle Darstellungen gegen das Alter wurden einheitlich Kalenderjahre vor heute (J.v.h.) benutzt; gemessene Alterwerte sind als ^{14}C -Alter angegeben.

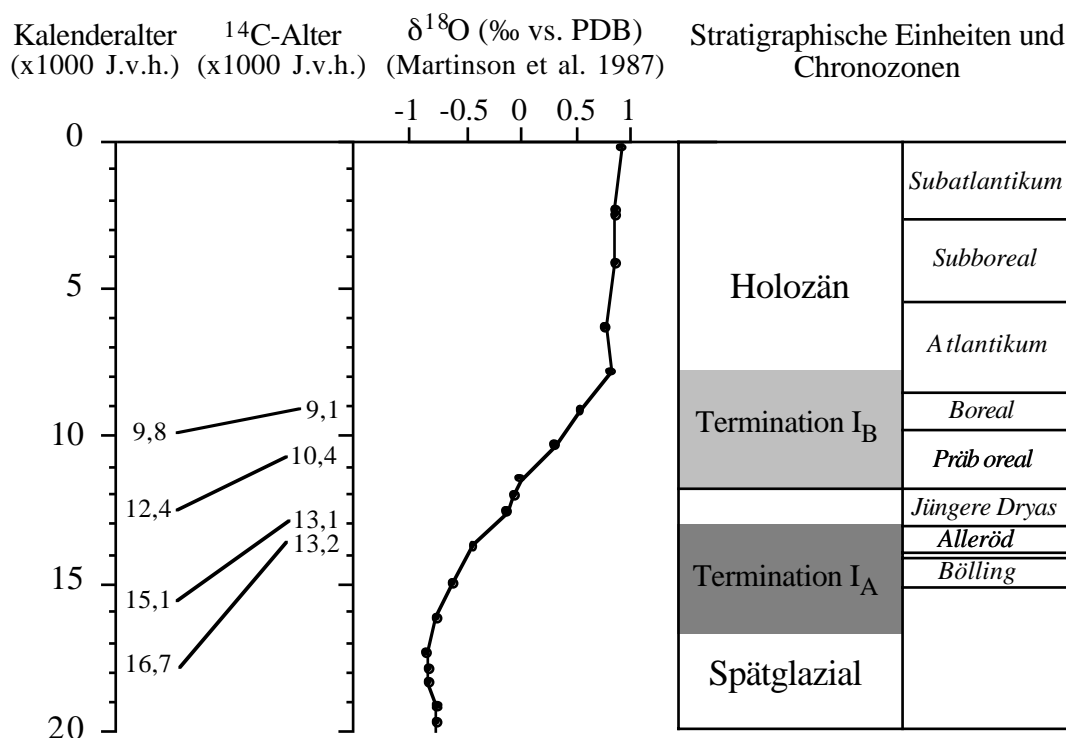


Abb. 5: Zeitverschiebung zwischen ^{14}C - und Kalendernaltern sowie Terminologie der benutzten stratigraphischen Einheiten. Die Chronozonen wurden aus Mangerud et al. (1974) übernommen.

Tabelle 2: Liste der verwendeten AMS-14-C-Alter, der umgerechneten Kalenderalter (nach Winn et al. 1991), sowie der entsprechenden Referenz.

Kern	Proben- teufe (cm)	C-14 Alter (J.) Res.-korr.	Fehler ± (J.)	C-14 Alter (Kal.- J. v.H.)	Referenz	Kern	Proben- teufe (cm)	C-14 Alter (J.) Res.-korr.	Fehler (J.)	C-14 Alter (Kal.- J.v.H.)	Referenz
0010	1,0	785	65	845	1)	23199	37,0	8590	340	9251	5)
	38,0	9750	80	11100	- " -		65,0	15020	215	18520	- " -
1243	1,5	1290	65	1389	2)	23259	20,0	3420	150	3683	6), 7)
	14,5	4990	120	5374	- " -		30,0	5560	100	5988	- " -
	28,5	7220	90	7775	- " -		55,0	8460	160	9111	- " -
1842	2,0	495	75	533	3)		99,0	11920	220	13920	- " -
	8,0	2860	90	3080	- " -		120,0	13110	200	15250	- " -
	14,0	6225	100	6704	- " -		135,0	13550	240	17050	- " -
	18,0	8130	85	8755	- " -	23400	0,5	490	130	528	8), 9)
	21,0	8430	85	9078	- " -		4,5	1290	60	1389	- " -
1900	0,5	940	80	1012	1)		9,5	2730	80	2940	- " -
	13,0	6140	100	6612	- " -		22,0	6190	120	6666	- " -
	17,0	9100	100	9800	- " -		37,0	9910	140	10460	1)
	37,0	21860	160	25360	- " -	23411	0,5	1610	70	1734	8), 9)
52-43	2,0	1600	180	1723	4)		11,5	3990	90	4297	- " -
	6,0	1630	150	1755	- " -		21,5	7180	90	7732	- " -
	10,0	2440	170	2628	- " -		31,5	10450	110	12450	- " -
	22,0	5420	180	5837	- " -		0,5	2485	50	2676	10)
	30,0	6710	230	7226	- " -		0,5	0 (rezent)	75	0 (rezent)	8), 9)
	38,0	8050	160	8669	- " -		6,0	850	70	915	- " -
	42,0	9280	150	10160	- " -		9,0	1400	70	1508	- " -
	48,0	10280	170	12160	- " -		18,0	2420	100	2606	- " -
	56,0	11480	220	13480	- " -						
	60,0	11920	190	13920	- " -						
	76,0	14010	290	17510	- " -						

1) Andrleit & Baumann (1998), 2) Bauch & Weinelt (1997), 3) Koç et al. (1993), 4) Veum et al. (1992), 5) Ramm (1988), 6) Weinelt (1993), 7) Sarnthein et al. (1995), 8) Kohly (1994), 9) Samtleben et al. (1995), 10) Hass et al. (2001)

2.6 Transferfunktionen und Normierung

Für die holozänen Abschnitte der bearbeiteten Kerne wurden die hydrographischen Bedingungen mit der Modern Analog Technik (z.B. Guiot 1990) rekonstruiert. Dazu ist die Software PPPbase von Guiot & Goeury (1996) genutzt worden, die für Untersuchungen an Dinozysten angepasst wurde. Die Methode wird ausführlich in de Vernal et al. (2001) erläutert. Sie beruht darauf, dass Dinozystengemeinschaften aus Sedimentkernproben mit denjenigen in Oberflächenproben verglichen und die ähnlichsten Proben ermittelt werden.

Indem man davon ausgeht, dass die fossile Gemeinschaft unter ähnlichen ökologischen Bedingungen entstanden ist wie die moderne Gemeinschaft, schließt man auf die hydrographischen Bedingungen (Temperatur, Salzgehalt, Eisbedeckung) zurück. Die Datenbasis der genutzten Version besteht aus 1189 Oberflächenproben und benutzt nach Gruppierung 63 Taxa (de Vernal, pers. Mitt.). Für diese Datenbasis beträgt die Distanz (als Maß für die Ähnlichkeit der Gemeinschaften) zwischen zufällig ausgewählten Paaren im Durchschnitt 143,05, die Standardabweichung 66,53. Daraus ergibt sich der angenommene Schwellenwert von 76,52. Es wurden keine Rekonstruktionen gemacht, wenn die Distanz des dichtesten Analogons über diesem Schwellenwert lag. Es wurde nach 5 Analogon gesucht.

Aegir Rücken (Kern 23411)

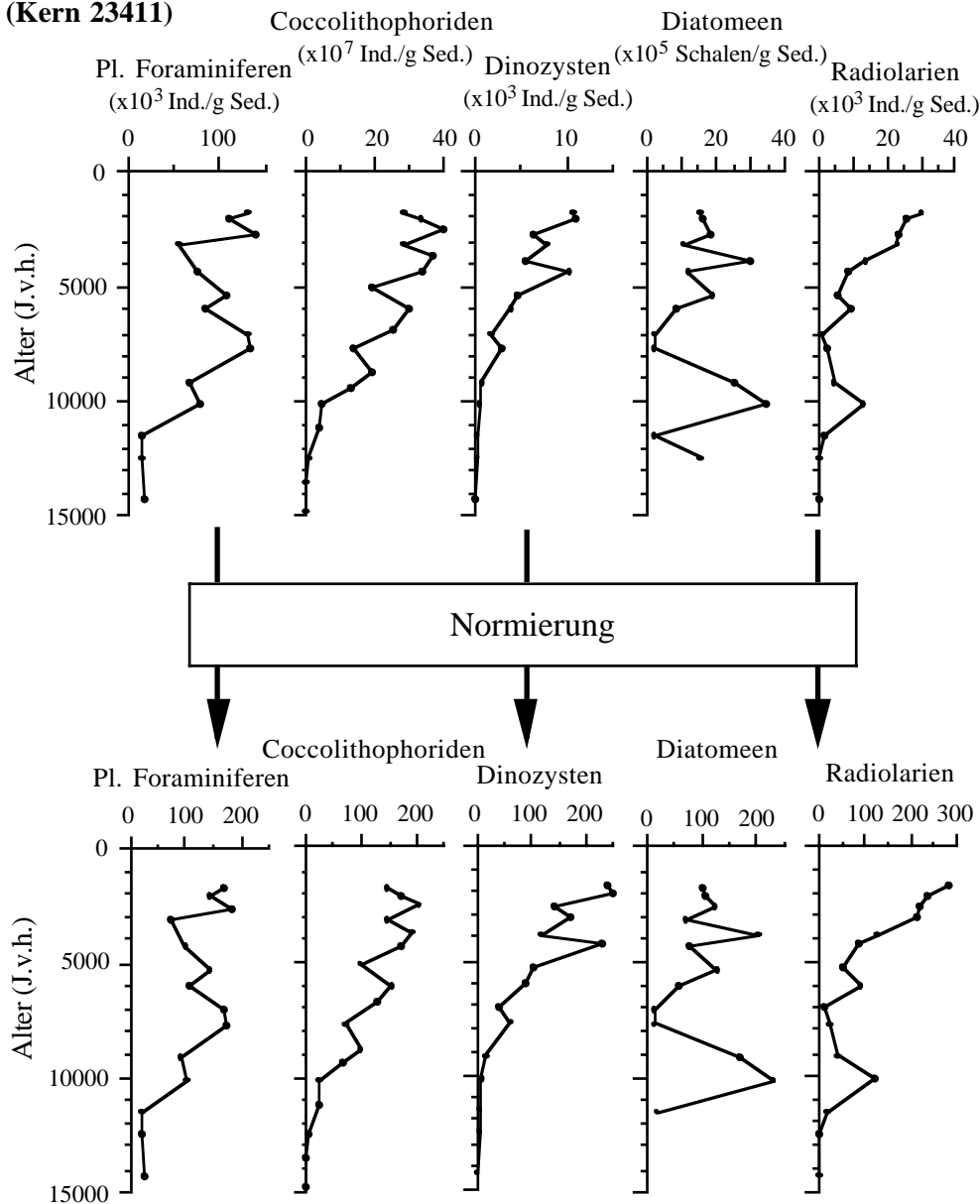


Abb. 6: Ein Beispiel für die Umrechnung der absoluten Gehalte der verschiedenen Mikrofossilgruppen in einheitslose „normierte“, d.h. auf den Mittelwert bezogene Daten.

Für einen direkten Vergleich der absoluten und relativen Häufigkeiten der verschiedenen Mikrofossilgruppen im Holozän, mit ihren sehr unterschiedlichen absoluten Gehalten, wurden deren Daten „normiert“. Hierzu wurde für alle Gruppen jeweils das arithmetische Mittel der absoluten Gehalte der jeweiligen Planktongruppe für das bearbeitete Zeitintervall errechnet und auf 100 gesetzt. Anschließend sind die Gehalte der einzelnen Proben zum jeweiligen Mittelwert der Planktongruppe in Beziehung gesetzt worden:

$$\text{Normierter Probenwert}_{\text{Planktongruppe x}} = \frac{\text{Probenwert}_{\text{Planktongruppe x}}}{\text{Mittelwert}_{\text{Planktongruppe x}}} * 100$$

Die so errechneten Daten stimmen in ihrem Verlauf mit denen der Originaldaten exakt überein (siehe Abb. 6) und erlauben die Berechnung der relativen Anteile der Planktongruppen zueinander. Die Daten für die anderen Mikrofossilgruppen stammen aus Kohly (1994), Andrleit (1995), Schröder-Ritzrau (1995) und Jensen (1998).

Die Datenanhänge dieser Arbeit werden in PANGAEA (www.pangaea.de), Publishing Network for Geoscientific and Environmental Data public digital library, archiviert und werden wie folgt verfügbar sein:

Baumann, A. (2007): Dinoflagellaten-Zysten als Paläoumweltindikatoren im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres [supplementary data to the reference given], Bremen/Bremerhaven: PANGAEA - Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data, doi:10.1594/PANGAEA.xxxxxx

3. GRUNDLAGEN

3.1 Zur Anwendung von Dinoflagellaten als Paläoumweltindikatoren

Etwa 90 % der zumeist einzelligen Dinoflagellaten leben in marinen Ökosystemen, mit der größten Diversität in tropischen und der geringsten in polaren Regionen (Taylor & Pollinger 1987). Sie bevorzugen nährstoffreiche neritische Systeme, in denen auch höchste Konzentrationen an Zysten erreicht werden (Goodman 1987, Taylor & Pollinger 1987). Da autotrophe und heterotrophe Ernährungsweisen vorkommen (Schnepf & Elbrächter 1992), müssen für die Ökologie dieser Organismen neben Temperatur, Salzgehalt und Licht auch das Nahrungsangebot und die Freßverhältnisse in der pelagischen Biozönose berücksichtigt werden (Taylor & Pollinger 1987).

Die Fortpflanzung der Dinoflagellaten erfolgt sowohl vegetativ als auch asexuell und sexuell (Abb. 7). Die sexuelle Reproduktion gilt als Voraussetzung für die Bildung von fossil erhaltungsfähigen Zysten (Dale 1976, Pfister & Anderson 1987, Dodge 1994). Sie bestehen aus einer sporopolleninähnlichen Substanz („Dinosporin“) (Fensome et al. 1993, Head 1996,

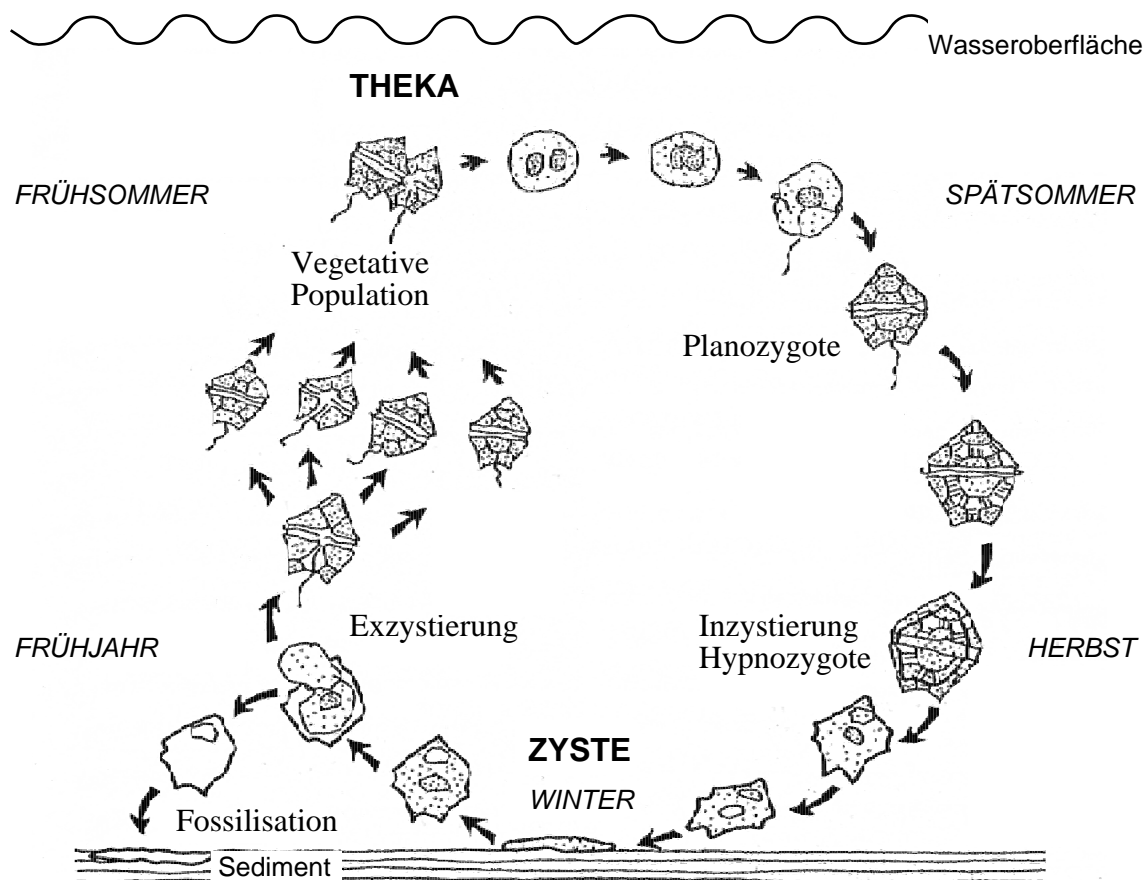


Abb. 7: Schematische Darstellung des Lebenszyklus von zystenbildenden Dinoflagellaten (nach Evitt 1985).

Versteegh & Blokker 2004). Da allerdings nur etwa 20 % der Dinoflagellaten derartige Zysten produzieren, bilden diese nur einen kleinen Ausschnitt der lebenden Populationen ab (Evitt 1985). Einige rezent vorkommende Dinozysten lassen sich zudem keinem motilen Thekenstadium zuordnen (Head 1996).

Die Produktion von Dinozysten findet bis in 500 m Wassertiefe statt, wobei sie ihre größte Häufigkeit in den obersten 50 m erreichen (Reid 1978, Taylor 1987). Sie kommen fleckenhaft hauptsächlich nach Blütenphasen vor, in denen optimale Bedingungen für die entsprechenden Arten vorgeherrscht haben (zusammenfassende Abbildung in Matthiessen et al. 2005). Zumindest in temperaten Regionen ist die Hauptblütenphase oft deutlich saisonal ausgebildet und auf den Spätwinter bis Herbst fokussiert. Die Zysten scheinen demnach eine Überwinterungsfunktion zu erfüllen (Dale 1983), werden aber auch zum Schutz vor ungünstigen Lebensbedingungen gebildet und dienen wahrscheinlich auch als Keimpopulation zur Etablierung neuer Dinoflagellaten-Populationen (Dale 1983). Sie wurden in Planktonuntersuchungen nur selten nachgewiesen (Matthiessen et al. 2005). Dinozysten werden auf dem Weg ins Sediment und im Sediment nur unter besonderen Bedingungen, z.B. bei hohem O₂-Gehalt im Sediment, gelöst (Zonneveld et al. 1997). Grundsätzlich sind sie aber durch eine außerordentlich gute Erhaltungsfähigkeit in den Sedimenten gekennzeichnet.

3.2 Charakterisierung von Wassermassen mit Dinozysten im Europäischen Nordmeer

3.2.1 Dinozysten im Sinkbereich des Europäischen Nordmeeres

Im Untersuchungsgebiet wird die höchste Diversität der Dinoflagellaten in den relativ warmen Wassermassen der Norwegensee beobachtet, während sie zum arktischen Ozean hin stark abnimmt (Okolodkov & Dodge 1996). Diese Planktonbefunde stimmen gut mit den für das Arbeitsgebiet vorliegenden Untersuchungen von Dale & Dale (1992) an Sedimentfallen überein, die zum Ziel hatten, die Flüsse der Dinozysten in dieser Region zu erfassen und das Potential von Dinozysten zur Charakterisierung von Wassermassen besser abzuschätzen. Die Arbeiten haben insbesondere belegt, dass der Zystenfluss mit $> 400 \text{ Zysten m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ unter dem Norwegenstrom höher als in den Stationen unter dem Ostgrönlandstrom ($< 150 \text{ Zysten m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) ist (Abb. 8). Der Fluss von Dinozysten im Arbeitsgebiet beruht hauptsächlich auf organisch-wandigen Formen, was im Kontrast zu einer deutlichen Dominanz von kalkigen Zysten im äquatorialen Atlantik und Pazifik steht (Dale 1992). Zudem wurden im Einflussbereich des relativ warmen Norwegenstromes bis zu 16 Arten beobachtet, während nur maximal 10 Arten im Bereich des kalten Ostgrönlandstromes dokumentiert sind. Die höchsten Zystenflussraten fallen dabei, insbesondere in den östlichen Stationen, in den Sommer (Mai–August) sowie in den Frühwinter (Oktober–Dezember), während im Spätwinter und im Frühjahr durchgehend nur extrem niedrige Zystenflüsse dokumentiert sind.

Neben den Flussraten und der jahreszeitlichen Variabilität konnte auch die räumliche Ver-

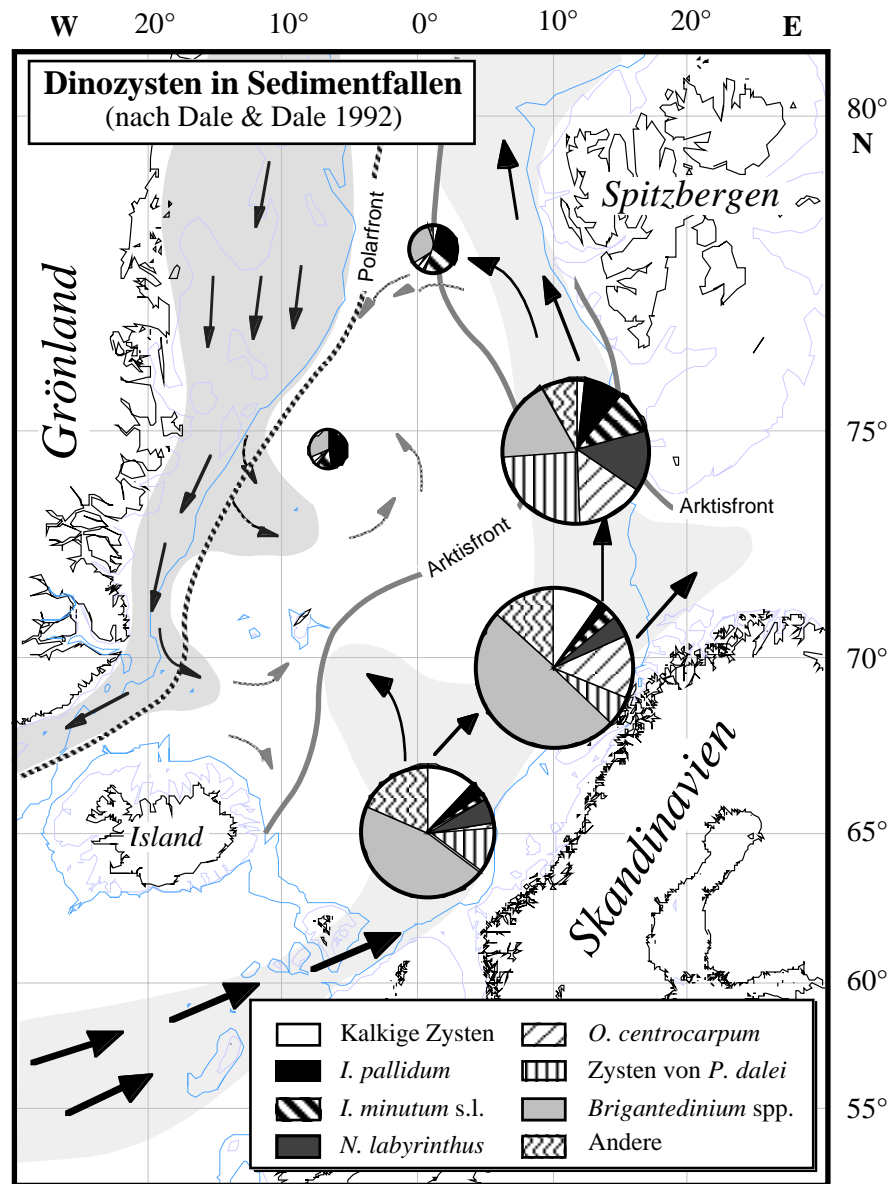


Abb. 8: Fluss von Dinozysten sowie relative Zusammensetzung der Gemeinschaften in Sedimentfallen des Europäischen Nordmeeres (nach Dale & Dale 1992). Die relative Größe der Tortendiagramme zueinander ist proportional zu den absoluten Flussdaten.

breitung von Dinozystenarten für das Europäische Nordmeer aufgezeigt werden (Dale & Dale 1992). Dabei stellen runde protoperidinioide Zysten in allen Fällen einen wichtigen Teil der Dinozystengemeinschaft dar (Abb. 8). Die Fallen unter dem Norwegenstrom haben einen größeren Anteil an Arten, die vorher aus temperateren Regionen entlang der norwegischen Küste und im Nordatlantik beschrieben wurden. Es wurden insbesondere Arten der Gattungen *Protoperidinium* und *Spiniferites* nachgewiesen. Im Grönlandbecken und in der Framstraße sind die Kaltwasserarten *Impagidinium pallidum* und *Islandinium minutum* s.l. wichtige Bestandteile der Gemeinschaften im kalten Ostgrönlandstrom. Somit konnte belegt werden, dass sich Dinozysten als Anzeiger für die verschiedenen Wassermassen im Europäischen Nordmeer nutzen lassen.

3.2.2 Palökologische Gradienten im Vorkommen von Dinozysten in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres

Ihre Bedeutung in Sedimenten höherer Breiten erhalten Dinoflagellaten vor allem durch die sehr gute Erhaltungsfähigkeit ihrer Zysten. Die Verbreitung wird im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer von ökologischen Faktoren wie Temperatur, Salzgehalt und Nährstoffversorgung, aber auch von hydrographischen und sedimentologischen Gegebenheiten beeinflusst (u.a. Wall et al. 1977, Dale 1996, de Vernal et al. 1997, Rochon et al. 1999). So unterscheiden sich ozeanische Gemeinschaften wesentlich von denen in Schelf- und Küstennähe (z.B. Grøsfjeld & Harland 2001). Allgemein werden Oberflächensediment-Gemeinschaften als Grundlage für eine ökologische Klassifizierung der Dinozysten herangezogen (Wall et al. 1977, Harland 1983).

Im Europäischen Nordmeer und dem angrenzenden Nordatlantik wurden Dinozysten bereits flächendeckend in Oberflächensedimenten untersucht (Zusammenfassung in de Vernal et al. 2005, Marret et al. 2004). Diese Untersuchungen haben für das Arbeitsgebiet eine generelle Konzentrationsabnahme der Dinozysten von Ost nach West belegt. Im Bereich der relativ warmen Wassermassen sind im Osten Konzentrationen bis über 10000 Zysten/g Sediment belegt, während in den kalten Oberflächenströmen im Westen nur Gehalte unter 1000 Zysten/g Sediment dokumentiert wurden. Schwankungen der Zystenkonzentration beruhen dabei hauptsächlich auf Änderungen in den Häufigkeiten der beiden Arten *Operculodinium centrocarpum* und *Pentapharsodinium dalei* (Matthiessen 1995, Marret et al. 2004). So ist die generelle Konzentrationsabnahme nach Westen vornehmlich durch *O. centrocarpum* bedingt (Abb. 9), die hauptsächlich in den relativ warmen nordatlantischen Wassermassen vorkommt. Auch die räumliche Verbreitung anderer Dinozystenarten in Oberflächensedimenten lässt sich gut mit der Verbreitung der Hauptwassermassen im Europäischen Nordmeer korrelieren (Abb. 10).

Anhand von Dinozysten lassen sich nach Matthiessen (1995) und Rochon et al. (1999) vier Regionen unterscheiden, in denen unterschiedliche Gemeinschaften dominieren:

Gemeinschaft 1 in der Norwegensee ist von *O. centrocarpum* dominiert, mit geringen Anteilen von *Spiniferites* spp. und *N. labyrinthus*. Insgesamt weist diese ozeanische Gemeinschaft die größte Diversität auf und spiegelt im weitesten Sinne die atlantisch geprägten Wassermassen wider. Auch in küstennahen Sedimenten der Norwegensee (Grøsfjeld & Harland 2001) ist *O. centrocarpum* dominant, der Anteil neritischer Arten ist aber deutlich größer. Gemeinschaft 1 ist auch in der Islandsee südöstlich von Jan Mayen weit verbreitet, möglicherweise aufgrund von Blütenphasen der entsprechenden Arten bevorzugt in den Sommermonaten. In dieser Jahreszeit werden relativ wärmere Wassermassen nach Westen verdriftet und die arktischen Wassermassen überschichtet, so dass vor allem *O. centrocarpum* hier noch häufig vorkommen kann. Die Zentren der zyklonalen Wirbel in der Island- und Grönlandsee werden davon jedoch nicht beeinflusst.

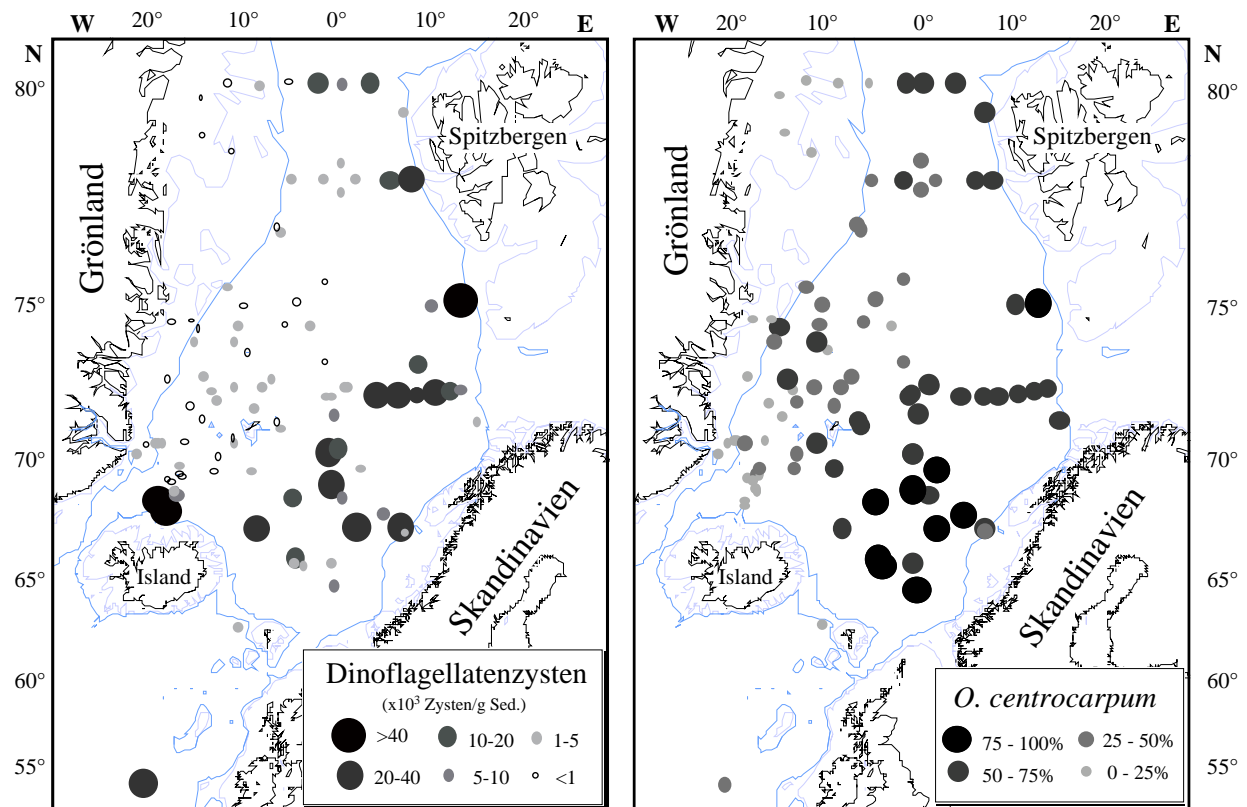


Abb. 9: Konzentrationen von Dinozysten sowie relative Anteile von *Operculodinium centrocarpum* in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres (Daten aus Matthiessen 1991, 1995, und eigene Daten). Diese Art ist charakteristisch für die Gemeinschaft 1 im Bereich des atlantischen Oberflächenwassers in der Norwegensee.

Gemeinschaft 2 vom Ostgrönlandschelf und der westlichen Islandsee wird von runden proteroperidinioiden Zysten (*Brigantedinium* spp.) und *I. minutum* dominiert; außerdem ist der Acritarch *Halodinium* spp. hier wichtig. Diese Gemeinschaft ist kennzeichnend für die durch den kalten, salzarmen Ostgrönlandstrom dominierte polare Domäne.

Gemeinschaft 3 wird von *I. pallidum* und *N. labyrinthus* dominiert. *O. centrocarpum* ist nur in den Randbereichen der Grönlandsee häufig. Diese Gemeinschaft ist in der Grönland- und Islandsee häufig und kennzeichnet die zwischen den beiden Hauptwassermassen (EGC und NC) liegende arktische Domäne.

Gemeinschaft 4 ist charakteristisch für den Islandschelf und den Island-Faeroer-Rücken und wird von Zysten von *P. dalei* dominiert, die stellenweise Häufigkeiten von über 60 % erreichen (siehe auch Marret et al. 2004). Die geographische Verbreitung dieser Gemeinschaft korreliert gut mit der Ausdehnung der atlantisch geprägten, warmen Oberflächenwassermassen, die mit dem Norwegenstrom und dem Irmingerstrom in das Europäische Nordmeer gelangen.

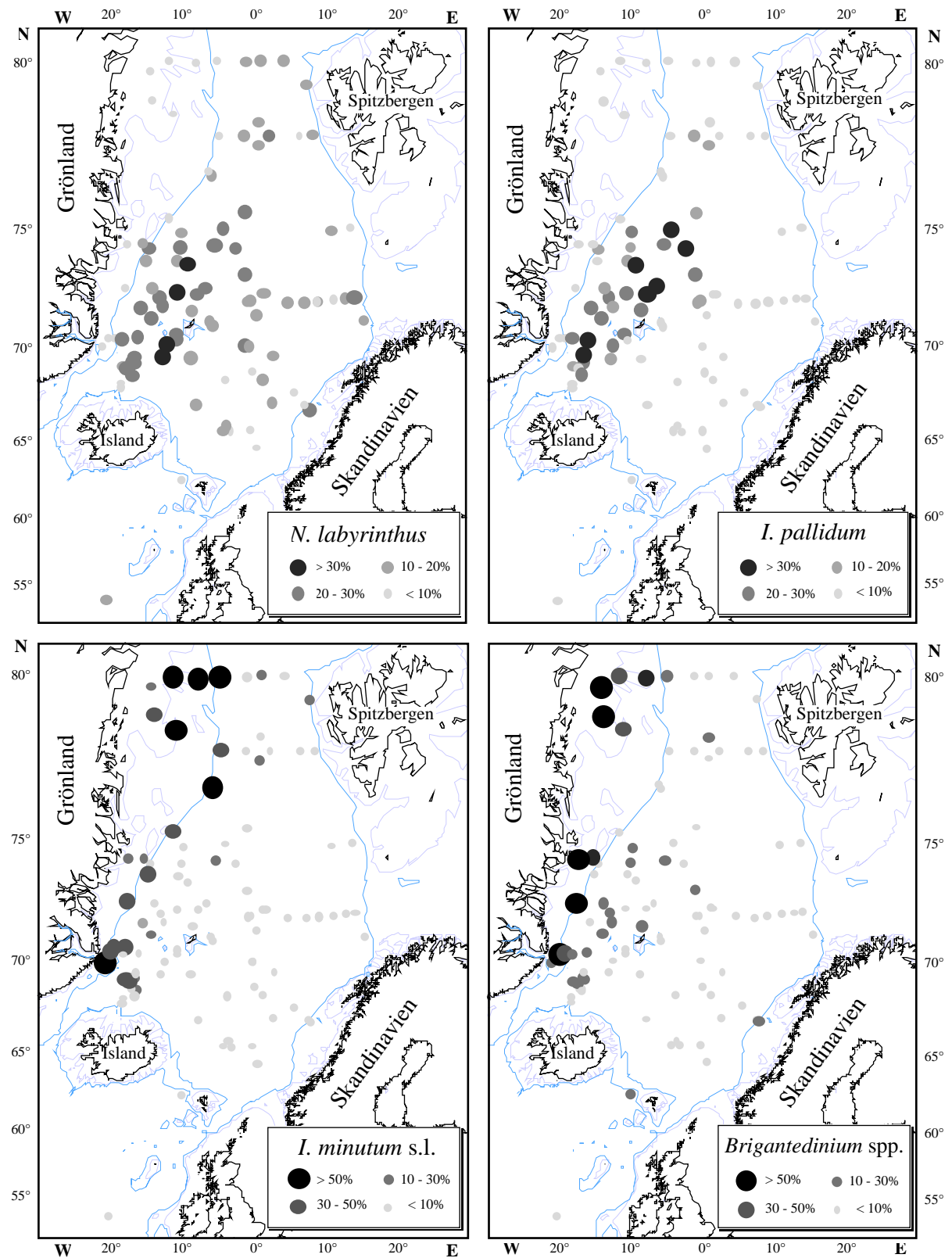


Abb. 10: Relative Anteile der für die arktische Domäne in der Island- und Grönlandsee typischen Arten *Nematosphaeropsis labyrinthus* und *Impagidinium pallidum* sowie der für die polare Domäne des Grönlandschelfs dominanten Arten *I. minutum* s.l. und *Brigantedinium* spp. in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres (nach Matthiessen 1991, 1995).

Obwohl die Verteilung der Gemeinschaften gut mit den Oberflächenwassermassen korreliert, zeigt der Vergleich zu den Sedimentfallenuntersuchungen (Dale & Dale 1992) auffallende Unterschiede in Artenzusammensetzung und prozentualem Anteil einzelner Arten. So ist die in den Oberflächensedimenten dominierende Art *O. centrocarpum* in den Sedimentfallen nur untergeordnet dokumentiert. Dagegen werden die den Fluss bestimmenden proto-peridinioiden Zysten meist nur in geringen Konzentrationen im Sediment festgestellt. Diese Modifikationen werden möglicherweise unter anderem durch Transport in Strömungen, in Meereis und Sedimenten hervorgerufen (Matthiessen 1995).

4. ERGEBNISSE

Im Folgenden werden die räumlich-zeitlichen Variationen der Zystenkonzentrationen in den verschiedenen Kernen gegen das Alter dargestellt und die Entwicklung der spät- und postglazialen Gemeinschaften gegen die Tiefe beschrieben. Im Anschluss daran wird die Zystenentwicklung im Spätpleistozän der beiden langen Kerne (23414, 23259) dargestellt.

4.1 Vorkommen von Dinozysten seit dem letzten Glazial

4.1.1 Zeitliche Entwicklung der Zystenkonzentrationen

Die bereits für die Oberflächensedimente des Europäischen Nordmeeres beschriebenen geographischen Trends in den Konzentrationen (vgl. Kap. 3.2.2), mit insgesamt größeren Häufigkeiten im Einflussbereich des atlantisch geprägten Norwegenstromes, sind auch im Holozän der bearbeiteten Sedimentkerne festzustellen. Die höchsten Werte von bis zu 54000 Zysten/g Sediment werden im jüngeren Abschnitt der schelfnahen Kerne der Norwegensee (Kern 23071) und des Barentssee-Kontinentalhangs (Kern 23259) erreicht (Abb. 11). Nach Nordwesten ist mit Annäherung an die kalten, polaren Wassermassen des EGCs eine deutliche Konzentrationsabnahme zu beobachten. Die niedrigsten Werte für diesen Abschnitt von durchgehend <5000 Zysten/g Sediment werden im westlichen Europäischen Nordmeer festgestellt.

Die zeitliche Entwicklung der Zystenkonzentration ist allgemein durch geringe Werte im Spätglazial, zunehmende Häufigkeiten im Verlauf des Holozäns und maximale Werte im späten Holozän gekennzeichnet. Dabei wird vor allem in den Kernen aus der Norwegensee ein erster leichter Anstieg am Übergang vom Spätglazial zum Holozän beobachtet. Insgesamt bleiben sie noch auf einem niedrigen Niveau. Nur in Kern 23259 wird ein deutlich ausgeprägtes Maximum schon in spätglazialen Sedimenten festgestellt. Eine deutliche Veränderung mit einer stärkeren Zunahme der Konzentrationen vollzieht sich ansonsten erst am Übergang vom frühen zum späten Holozän. In den jüngsten Sedimenten lässt sich dann vielfach noch ein leichter Rückgang der Werte beobachten.

Der Verlauf der Zystenkonzentration in den Kernen aus der Island- und Grönlandsee weicht hiervon leicht ab. Während im ausgehenden Spätglazial die Gemeinschaften in der Islandsee noch durch einzelne Maxima von bis zu 10000 Zysten/g Sediment (Kerne 1243 und 0010) charakterisiert sind, werden zeitgleich in der Grönlandsee nur minimale Gehalte von weniger als 200 Zysten/g Sediment festgestellt. Erst im späten Holozän werden auch hier zumindest leicht erhöhte Konzentrationen ermittelt. In den Kernen der Islandsee sind deutliche Unterschiede in den Zystenkonzentrationen zu erkennen. Kern 0010 ist durch ein Maximum im mittleren Holozän geprägt, während die Kerne 1842 und 1730 in etwa gleich bleibende Gehalte aufweisen.

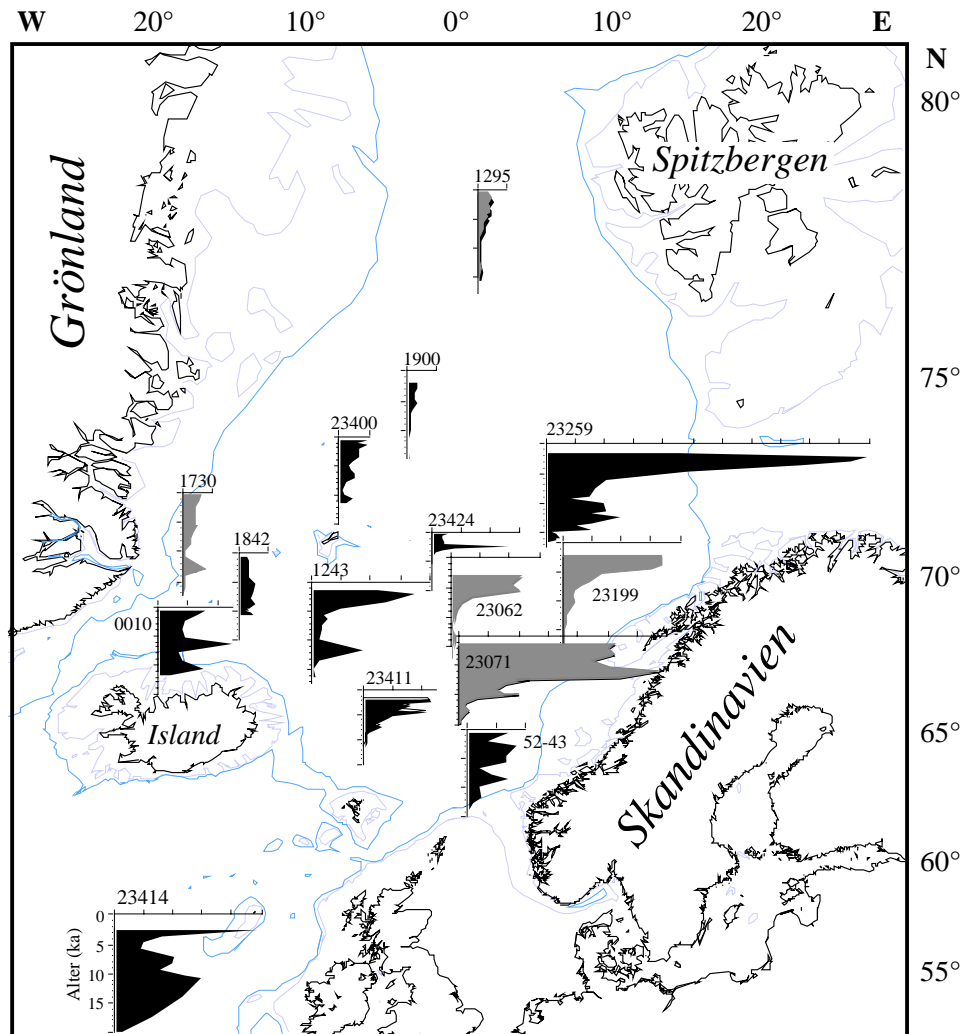


Abb. 11: Dinozystenkonzentrationen für die bearbeiteten und zusätzlich benutzten Kern im Europäischen Nordmeer gegen das Alter (die letzten ca. 15 ka) dargestellt (grau = Daten aus Matthiessen 1991, Baumann & Matthiessen 1992, Matthiessen & Baumann 1997). Für alle Konzentrationen gilt die gleiche Skalierung (1 Teilstrich = 5000 Ind./g Sediment).

Auf dem Rockall Plateau erreicht die Zystenkonzentration ein Maximum von >10000 Zysten/g Sediment am Übergang zum Holozän. Nach einem Rückgang der Werte nehmen sie zur Oberfläche auf Gehalte von ca. 25000 Zysten/g Sediment zu.

4.1.2 Ökostratigraphisches Vorkommen und Häufigkeiten

Die ozeanischen Gemeinschaften sind in der Regel durch eine geringe Diversität und meist nur durch wenige dominante Arten geprägt. Die Entwicklung der Gemeinschaften in den Kernen aus dem Europäischen Nordmeer unterliegt dabei grundlegend ähnlichen Trends. Die beschriebenen Veränderungen in den Zystenkonzentrationen beruhen hauptsächlich auf Schwankungen in den Häufigkeiten von *Operculodinium centrocarpum* und der Zysten von *Pentapharsodinium dalei*. Die häufigsten Arten zeigen deutliche Gradienten in ihrem räumlichen und zeitlichen Vorkommen. Im Folgenden soll erst auf generelle Trends eingegangen

werden, bevor auf Besonderheiten in den einzelnen Kernen hingewiesen wird (Abb. 12-19).

In der individuenarmen Gemeinschaft des Spätglazials hat *Bitectatodinium tepikiense* ihr Hauptvorkommen. Der Anteil dieser Art an der Gemeinschaft weist dabei einen Süd-Nord-Gradienten auf. So erreicht *B. tepikiense* auf dem Rockall Plateau Werte von 80 %, während sie auf dem Barentsschelfhang nur weniger als 10 % erreicht. Zu Beginn des Holozäns gehen die Werte dann deutlich zurück und *B. tepikiense* ist im Holozän allgemein selten. Der Übergang zum Holozän ist durch ein Häufigkeitsmaximum von *Spiniferites elongatus* s.l. gekennzeichnet, bevor im Holozän dann *Nematosphaeropsis labyrinthus* und *Operculodinium centrocarpum* die Gemeinschaften dominieren. Der Anteil von *O. centrocarpum* liegt im frühen Holozän zumeist auf einem niedrigeren Niveau als im späten Holozän, in dem diese Art mit Werten um 80 % dominiert. Nur im frühen Holozän erreicht *N. labyrinthus* größere Häufigkeiten als *O. centrocarpum* oder nähert sich zumindest diesen Werten stark an. *Impagidinium pallidum* ist insgesamt im westlichen Teil des Europäischen Nordmeeres häufiger als im östlichen Teil des Beckens. In der Norwegensee sind die Werte von *I. pallidum* im frühen Holozän höher als in späteren Abschnitten. Auch das Vorkommen von *I. minutum* s.l. zeigt einen Gradienten in der Verteilung von West nach Ost. Die größten Häufigkeiten erreicht die Art im westlichen Europäischen Nordmeer, während sie in der Norwegensee nur noch sporadisch vorkommt. *Brigantedinium* spp. – wahrscheinlich überwiegend die polare Art *Brigantedinium simplex* – wurde in geringen Anteilen in spätglazialen und subrezentenen Sedimenten beobachtet. *S. mirabilis* kommt im mittleren Abschnitt des Holozäns vor. Die Art ist allerdings nur auf dem Rockall Plateau häufiger überliefert; in den nördlichen Kernen nimmt die Häufigkeit von *S. mirabilis* sehr stark ab.

Mithilfe der untergeordnet auftretenden Arten lässt sich eine weitergehende ökostratigraphische Differenzierung vornehmen und Faktoren wie Schelfnähe und Einfluss verschiedener Oberflächenwassermassen erfassen, die vor allem auf lokalen hydrographischen Gegebenheiten in den einzelnen Meeresgebieten (u.a. Schelfnähe, Einfluss verschiedener Oberflächenwassermassen) beruhen.

ROCKALL PLATEAU

Die Entwicklung der Dinozystengemeinschaft im Kern 23414 weicht von einigen der eben vorgestellten allgemeinen Trends ab. Die Gemeinschaft auf dem Rockall Plateau wird mit Häufigkeiten von 50-70 % weniger deutlich von *O. centrocarpum* dominiert als diejenigen in den Kernen des Europäischen Nordmeeres (Abb. 12). *Spiniferites*-Arten kommen durchgehend in hohen Anteilen von >10 % vor. Dabei ist *S. elongatus* s.l. nicht am Übergang zum Holozän, sondern erst in den spätholozänen Sedimenten (<10 cm) häufiger. *Spiniferites mirabilis*, die im Europäischen Nordmeer nur in geringen Häufigkeiten vorkommt, ist auf dem Rockall Plateau durch ein ausgeprägtes Maximum von >10 % in 20 cm Sedimenttiefe

23414 Rockall Plateau

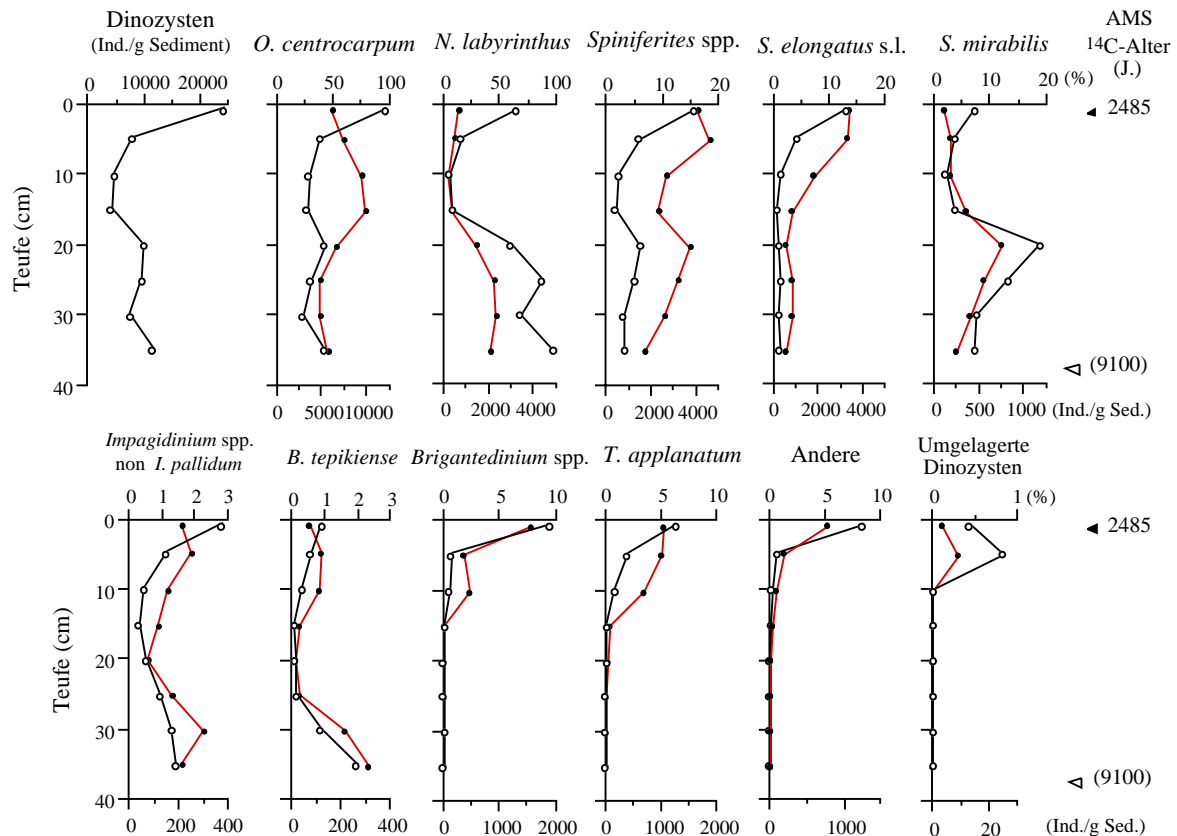


Abb. 12: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in Kern 23414. Zur Alterskontrolle sind AMS- ^{14}C -Alter und das Ende der Termination I_B (9100 ^{14}C -Jahre = 9800 J.v.h.) dargestellt (vgl. Abb. 4).

charakterisiert. Auf dem Rockall Plateau treten auch temperate bis subtropische Arten von *Impagidinium* auf. Sie sind bis auf *I. sphaericum* innerhalb dieser Untersuchung praktisch nur auf dem Rockall Plateau beobachtet worden und machen hier zusammen maximal einen Anteil von 2 % an der Gemeinschaft aus. Auch Arten wie *Trinovantedinium applanatum* und *Ataxodinium choane* sind in diesem Kern häufiger als im Europäischen Nordmeer. Insgesamt ist die Gemeinschaft in diesem Kern höher divers als es die Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer sind. Ein Großteil der Arten wird allerdings nur in sehr untergeordneten Konzentrationen und relativen Häufigkeiten festgestellt, so dass diese Arten hier nicht gesondert aufgeführt und in Abbildung 12 dargestellt wurden.

NORWEGENSEE

Die Dinozystengemeinschaften in den Kernen aus der südlichen Norwegensee zeigen eine sehr ähnliche Entwicklung und werden in ihrem spätholozänen Abschnitt ausnahmslos von *O. centrocarpum* dominiert.

In Kern 23411 wird der individuenarme Abschnitt unterhalb von ca. 25 cm Teufe neben *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* von *I. pallidum*, *B. tepikiense* und *Spiniferites*-Arten be-

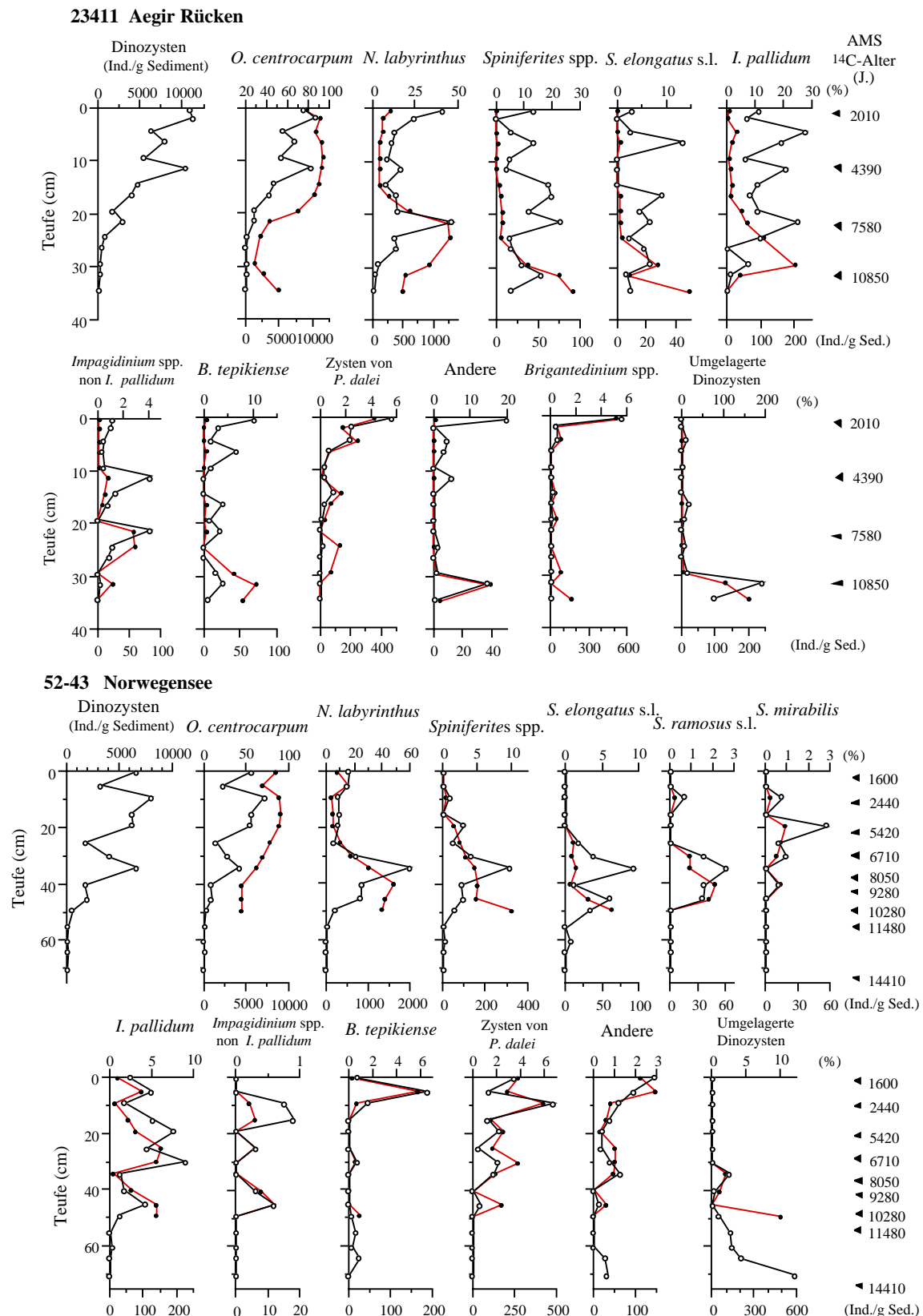


Abb. 13: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in den Kernen 23411 und 52-43 aus der südlichen Norwegensee. Zur Alterskontrolle sind AMS- ^{14}C -Alter (= ^{14}C -Jahre!) angegeben (vgl. Abb. 4).

stimmt. Dabei werden *B. tepikiense* und *Spiniferites* spp. vor allem unterhalb von 30 cm, am Übergang zum Holozän, mit höheren Gehalten von 6 % bzw. >10 % festgestellt (Abb. 13). Im oberflächennahen Bereich des Kerns 23411 werden zudem Zysten von *P. dalei* und *Brigantedinium* spp. in geringen Anteilen von max. 6 % nachgewiesen.

In Kern 52-43 wird *O. centrocarpum* schon früh zur dominierenden Art. Im älteren Abschnitt sind *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* ähnlich häufig, so dass kein Dominanzwechsel zu beobachten ist. Zysten von *P. dalei* sind durchgehend mit Werten um 2 % vorhanden, im jüngsten Bereich bei 9,5 cm werden sogar 5,9 % erreicht.

In Kern 23402 kommt *O. centrocarpum* durchgehend mit großen Häufigkeiten vor, während *N. labyrinthus* nur untergeordnet auftritt. Unterhalb von 15 cm liegt der relative Anteil von *Spiniferites* spp. bei >20 %. In diesem Abschnitt sind auch größere Häufigkeiten (>20 %) von *B. tepikiense* sowie von umgelagerten präquartären Dinozysten vorhanden. In den oberflächennahen Proben werden dann unter anderem leicht erhöhte Gehalte der Zysten von *P. dalei*, von *I. pallidum* und *Brigantedinium* spp. festgestellt (Abb. 14).

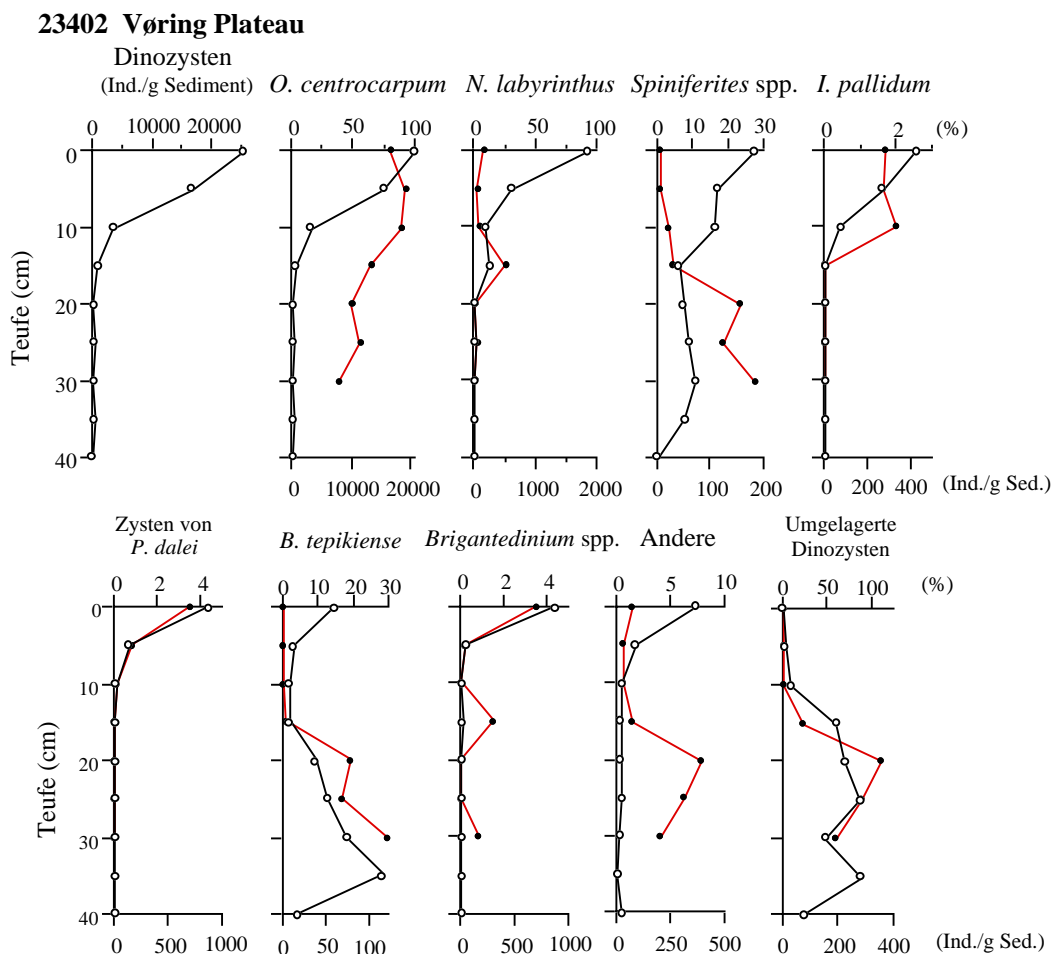


Abb. 14: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in Kern 23402. Für diesen Kern sind keine Alter verfügbar!

Das durchgehende Vorkommen von *I. pallidum* in Kern 1243 (Abb. 15) zeigt den Einfluss arktischer Wassermassen an und weist Ähnlichkeiten zum Vorkommen in der Islandsee auf. Die Art *B. tepikiense* lässt sich, wenn auch nur in sehr geringen Anteilen, im gesamten holozänen Abschnitt des Kerns nachweisen. Auch die Zysten von *P. dalei* sind fast durchgehend vorhanden, mit einem Höchstwert von 4,8 % bei 36,5 cm.

Die Sedimentabfolge in Kern 23424 ist unterhalb von 19,5 cm durch einen Turbidit gestört (Abb. 16), so dass hier nur das jüngste Holozän (<3000 J.v.h.) mit der typischen Zusammensetzung der Gemeinschaften überliefert ist.

In Kern 23259 sind die Zysten von *P. dalei* in den oberflächennahen Sedimenten und unterhalb von 60 cm mit erhöhten relativen Häufigkeiten um 10 % vertreten (max. 13,3 % bei 86 cm) (Abb. 16). Der Anteil der ozeanischen *Impagidinium*-Arten ist nur gering, und liegt bei Werten von 1-3 %. Umgelagerte präquartäre Dinozysten werden durchgehend beobachtet, nehmen jedoch unterhalb von 120 cm auch in den absoluten Gehalten deutlich zu.

1243 Norwegensee

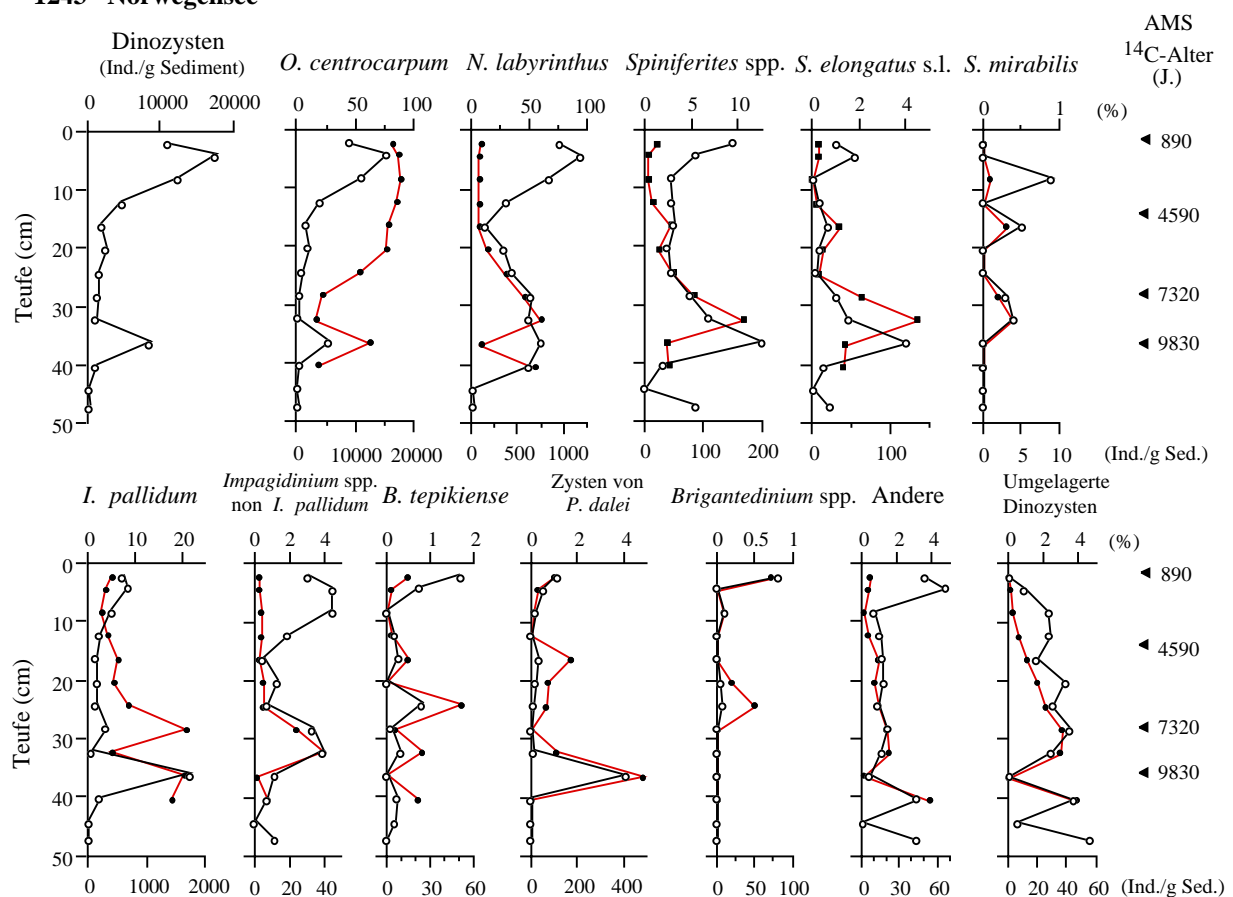
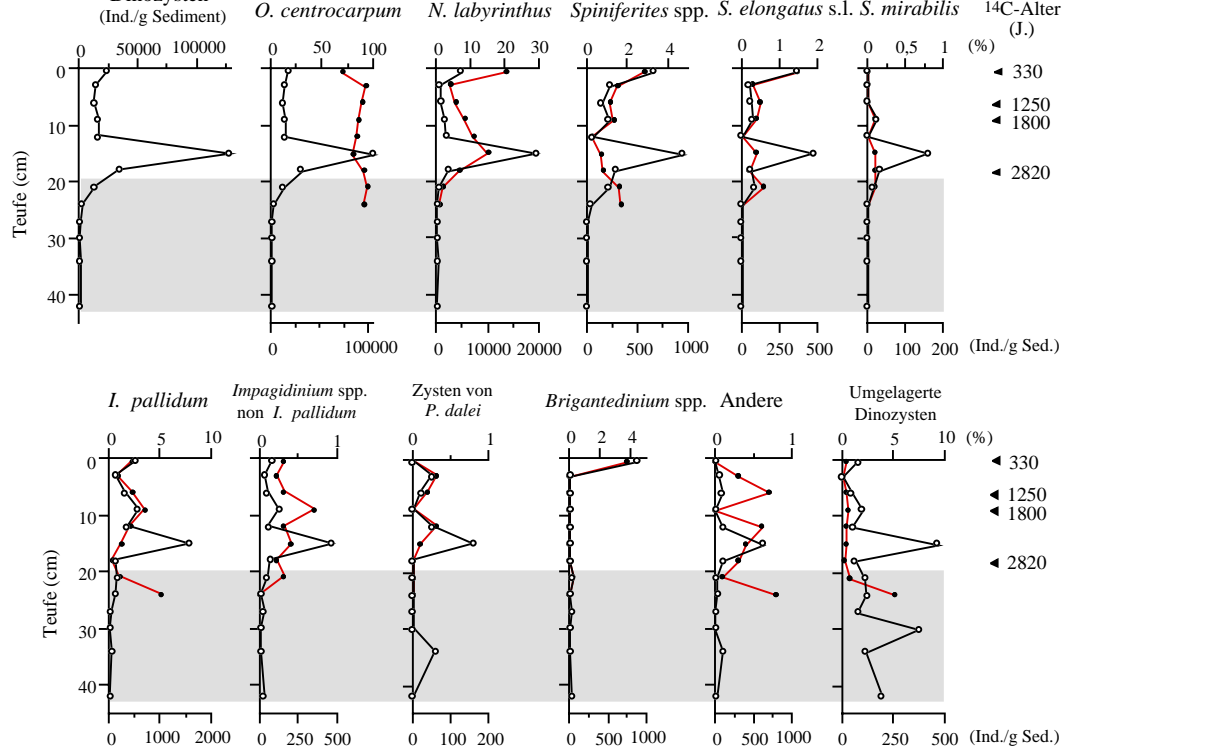


Abb. 15: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in den Kernen 1243 aus dem zentralen Europäischen Nordmeer. Zur Alterskontrolle sind AMS¹⁴C-Alter (= ¹⁴C-Jahre!) angegeben (vgl. Abb. 4).

Dinozysten AMS



Dinogustan AMS

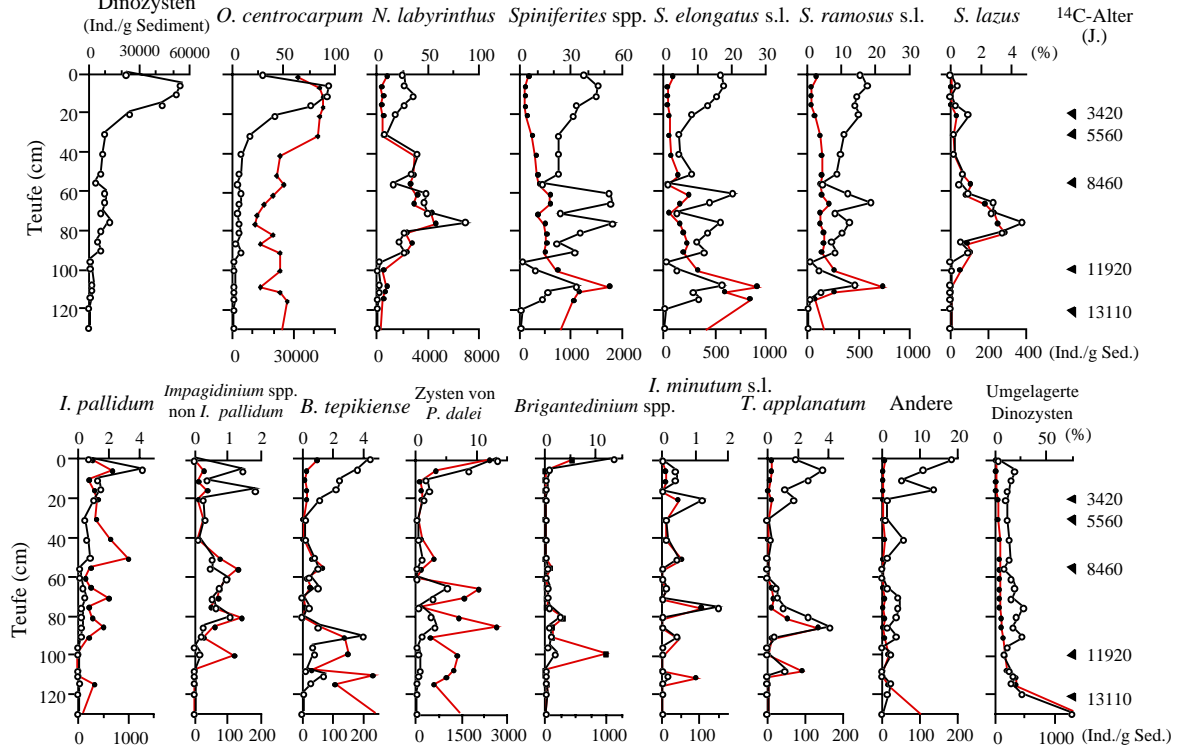


Abb. 16: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in Kern 23424 und 23259. Die in Kern 23424 schraffierte Fläche kennzeichnet den durch einen Turbidit gestörten Bereich. Zur Alterskontrolle sind AMS¹⁴C-Alter (= ¹⁴C-Jahre!) angegeben (vgl. Abb. 4).

ISLANDSEE

Im Bereich der Islandsee unterscheiden sich die Zusammensetzung der Gemeinschaften und die Zystenkonzentrationen in den einzelnen Kernen auffallend. *O. centrocarpum* ist hier auch nicht so deutlich dominierend wie in den Kernen aus der Norwegensee.

Spiniferites-Arten, hauptsächlich *S. elongatus* s.l., werden in Kern 1842 nur in den älteren Sedimenten (bis 23 cm) in größeren Häufigkeiten nachgewiesen (Abb. 17), ansonsten kommen sie nur noch sporadisch vor. Unterhalb von 25 cm liegen die Anteile von *I. pallidum* bei unter 10 %. Im jüngsten Abschnitt sind die Arten *I. pallidum*, *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* mit Anteilen um 30 % vertreten. Im Oberflächensediment werden dann erhöhte Anteile von *I. minutum* s.l., Zysten von *P. dalei*, *Brigantidium* spp., sowie Foraminiferen-tapeten und *Halodinium* spp. nachgewiesen.

1842 Islandsee

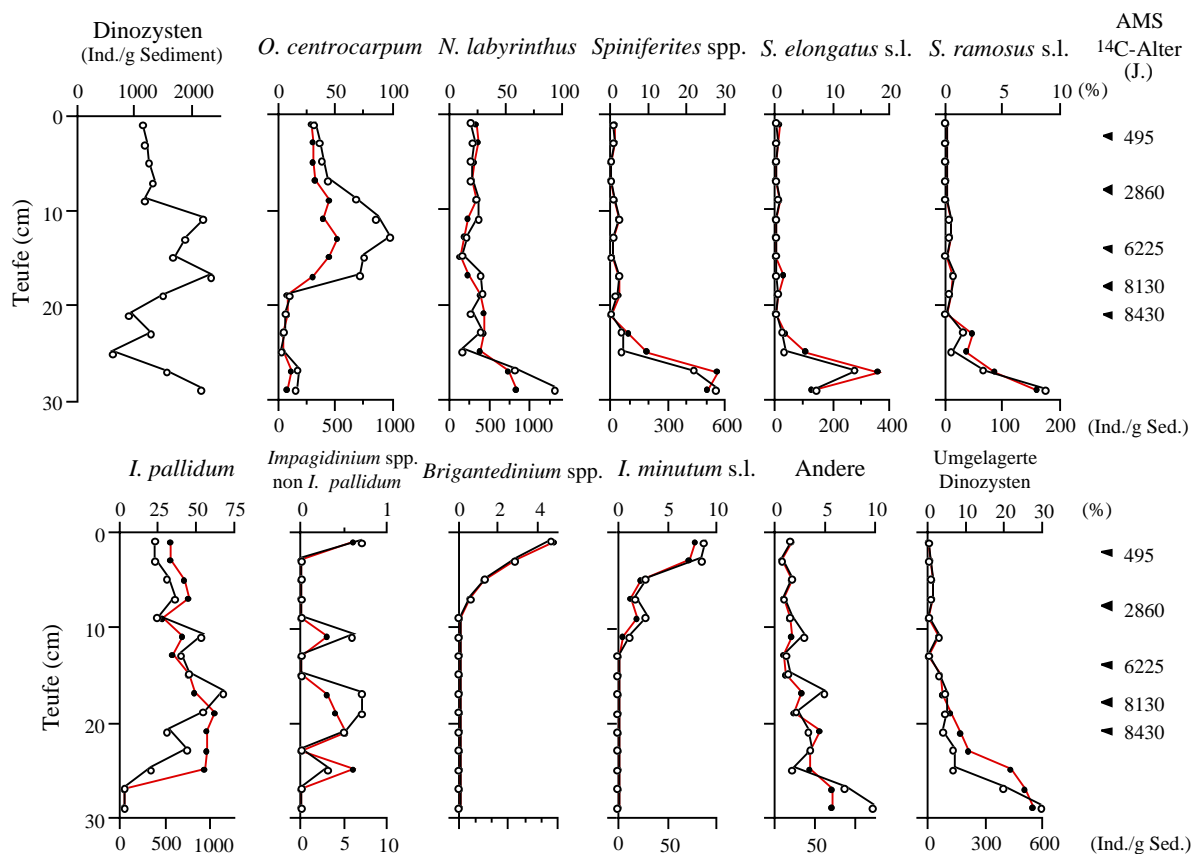


Abb. 17: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in Kern 1842 aus der Islandsee. Zur Alterskontrolle sind die AMS¹⁴C-Alter angegeben (vgl. Abb.4).

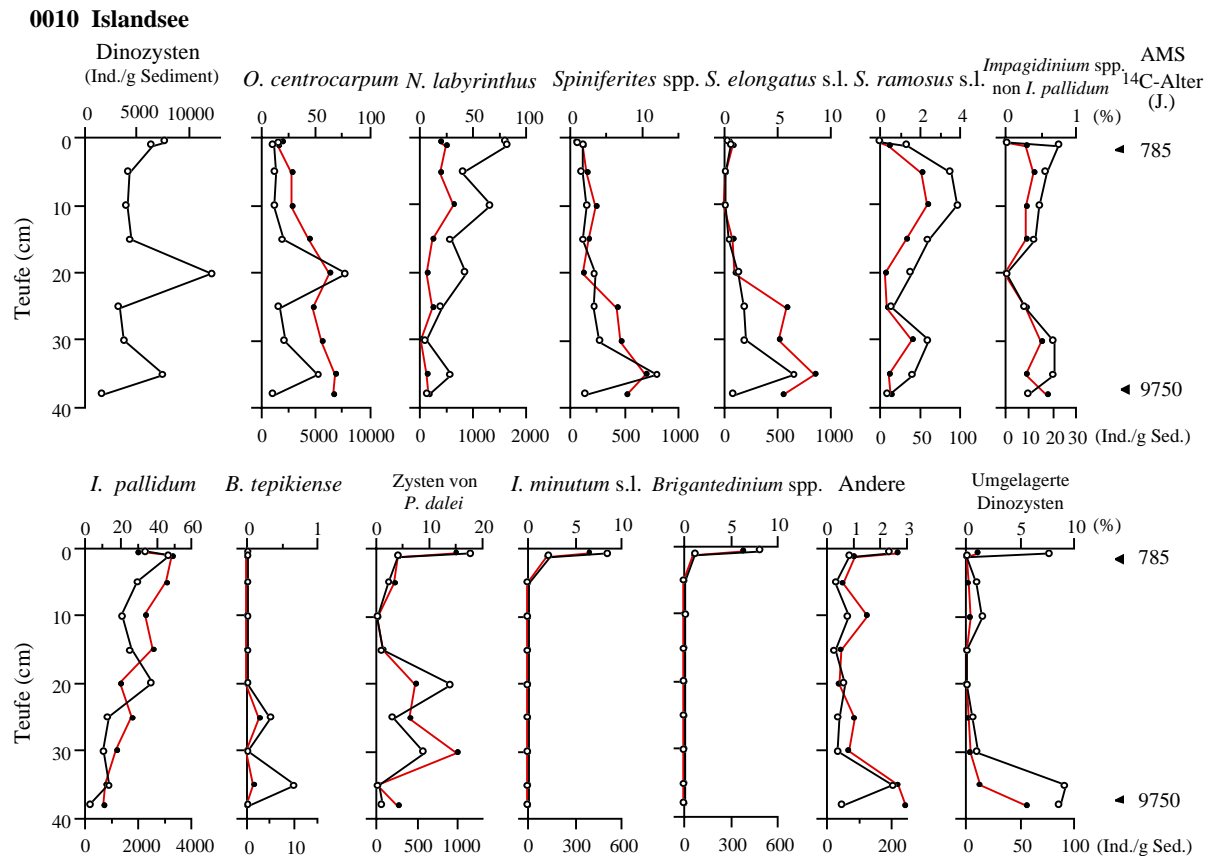


Abb. 18: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in Kern 0010 aus der Islandsee. Zur Alterskontrolle sind die AMS ^{14}C -Alter angegeben (vgl. Abb.4).

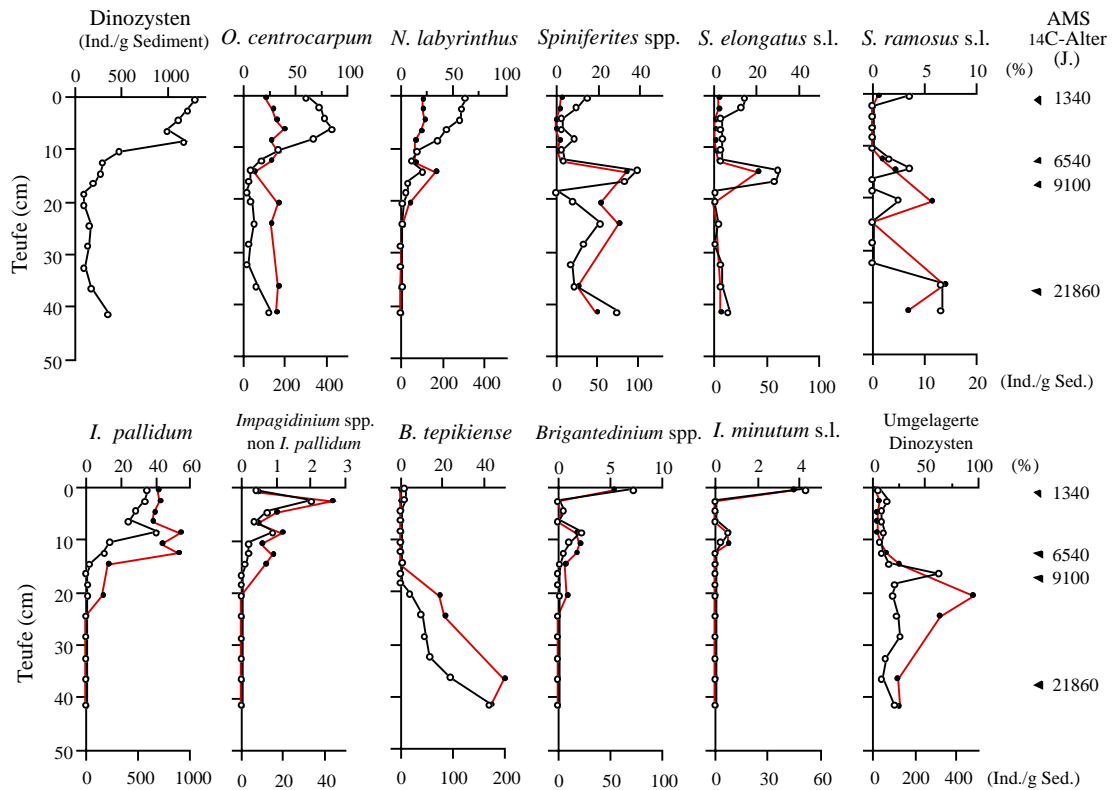
Der Anteil von *O. centrocarpum* ist in Kern 0010 fast durchgehend höher als der von *N. labyrinthus* (Abb. 18); nur im jüngeren Abschnitt sind die Häufigkeiten vergleichbar groß. Unterhalb von 25 cm liegt der Anteil von *I. pallidum* bei < 20 %, darüber dominiert diese Art die Gemeinschaft und erreicht Werte bis zu 48,9 %. *Spiniferites* spp., insbesondere *S. elongatus* s.l., sind unterhalb 20 cm relativ häufig (>5 %), treten ansonsten aber nur noch sporadisch auf.

GRÖNLANDSEE

Diese Kerne liegen im Bereich der Hauptverbreitung der Oberflächengemeinschaft 3 (nach Matthiessen 1995), die von *I. pallidum*, *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* charakterisiert wird.

Die Gemeinschaft setzt sich in den beiden bearbeiteten Kernen sehr ähnlich zusammen (Abb. 19). Kern 1900 ist durchgehend individuenarm und es werden, ähnlich wie in der Islandsee, hohe Anteile von *I. pallidum* (ca. 40 %) im Abschnitt von 0-12,5 cm festgestellt. Der Verlauf der relativen Häufigkeiten von *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* entspricht

1900 Grönlandsee



23400 Grönlandsee

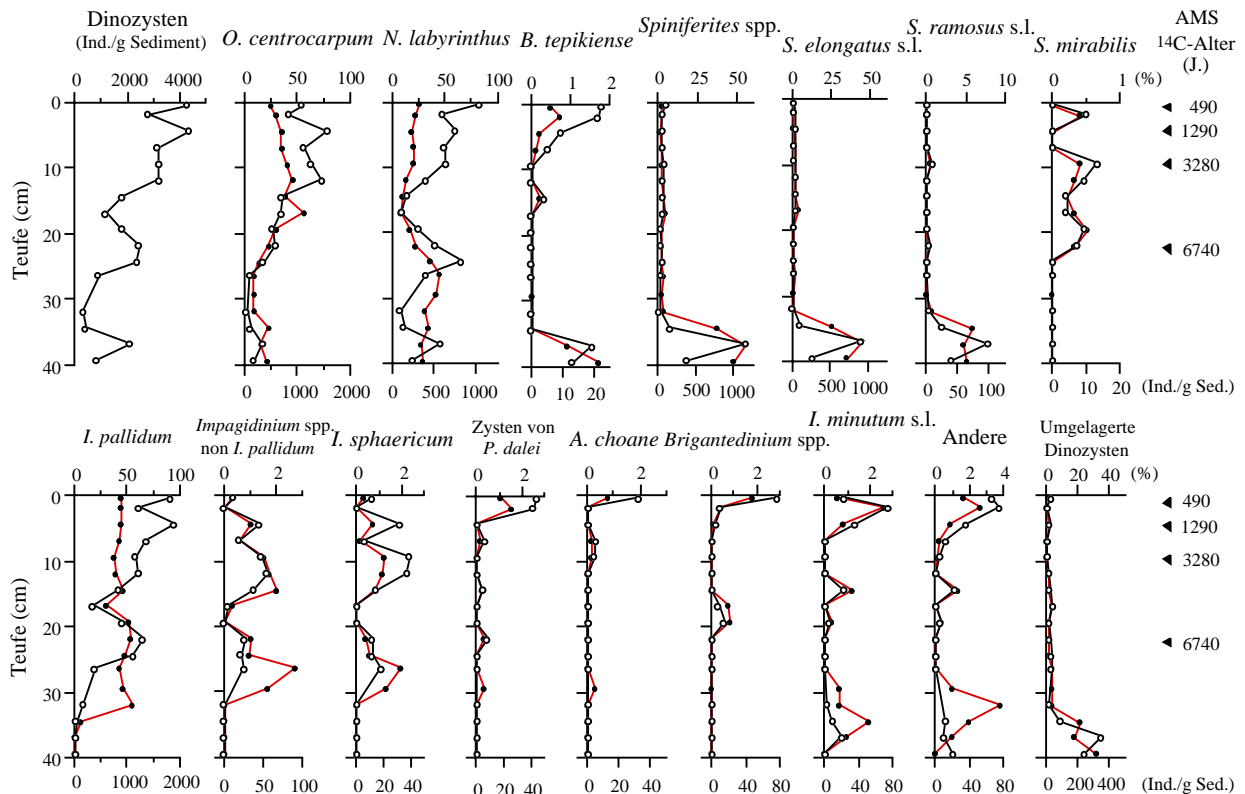


Abb. 19: Dinozystenkonzentration und die Konzentrationen der einzelnen Arten (schwarze Linie) sowie relative Häufigkeiten (rote Linie) in den Kernen 1900 und 23400 aus der Grönlandsee. Zur Alterskontrolle sind AMS ^{14}C -Alter angegeben (vgl. Abb. 4).

dem allgemeinen Bild, auch wenn die Werte deutlich niedriger als in der Norwegensee sind. Im älteren Abschnitt bis 14,5 cm haben *Spiniferites*-Zysten einen großen Anteil an der Gemeinschaft und unterhalb 16,5 cm erreicht dann neben umgelagerten Dinozysten (u.a. auch Pollen und Sporen) vor allem auch *B. tepikiense* große Häufigkeiten von >40 %.

Die Art *I. pallidum* ist in Kern 23400 (Abb. 19) bis 32 cm (ca. 9000 J.v.h.) durchgehend mit Werten um 40% vertreten, wobei die Anteile im jüngeren Abschnitt oberhalb von 17 cm geringfügig zurückgehen. Unterhalb 29,5 cm werden umgelagerte Dinozysten und *Spiniferites* spp. recht häufig. Dabei erreicht *S. elongatus* s.l. Anteile von >40 % an der Gemeinschaft. *B. tepikiense* kommt in den ältesten und jüngsten erfassten Sedimenten mit niedrigen Anteilen vor. *Brigantidium* spp., sowie Zysten von *P. dalei*, *I. minutum* s.l. und *A. choane* kommen sporadisch in den holozänen Sedimenten vor, erreichen aber leicht erhöhte Anteile im jüngsten, oberflächennahen Abschnitt.

4.1.3 Rekonstruktion der hydrographischen Bedingungen im Holozän mit Transferfunktionen

Die Berechnung der hydrographischen Eigenschaften an der Meeresoberfläche zeigt deutlich die Unterschiede zwischen den verschiedenen ozeanographischen Bereichen des Europäischen Nordmeers (Abb. 20). Die rekonstruierten Februar- und Augusttemperaturen zeigen im Holozän ähnliche Gradienten wie im heutigen Europäischen Nordmeer. Die Temperaturen in der Grönland- und Islandsee sind insgesamt niedriger als die vergleichbaren Temperaturen in der Norwegensee. Die höchsten Temperaturen werden für das Rockall Plateau berechnet. Die Kerne im Verlauf des Norwegenstromes zeigen einen Temperaturgradienten von Süden nach Norden, wobei aber Kern 23259 relativ hohe Temperaturen aufweist. Die Temperaturen der Kerne aus Grönland- und Islandsee sind recht ähnlich. Der Temperaturverlauf für den August zeigt hier einen leichten Temperaturrückgang im jüngsten Holozän. Der im Bereich der Arktisfront gelegene Kern 1243 unterliegt etwas größeren Schwankungen. Insgesamt sind die Bedingungen im Norwegenstrom stabiler als in den anderen Bereichen des Europäischen Nordmeeres.

In allen Kernen sind die Salzgehalte im Februar höher als im August, was auch mit den rezenten Bedingungen übereinstimmt (Furevik et al. 2002). Der Unterschied zwischen den Salzgehalten für August und Februar ist in der Grönland- und Islandsee deutlicher als in der Norwegensee. Allerdings zeigt sich auch in diesen Kernen, dass in Zeiten mit Meereisbedeckung die Unterschiede im Salzgehalt zwischen Februar und August größer sind. Rezent sind die Kernlokationen im Verlauf des Norwegenstromes ganzjährig eisfrei, während diese in der Grönland- und Islandsee zumindest für kurze Zeit mit Meereis bedeckt sind. In diesem Bereich ist die rekonstruierte Meereisbedeckung mit den rezenten Verhältnissen vergleichbar. Im Unterschied zu den rezenten Verhältnissen wird für den Verlauf des Norwegenstromes vor allem im älteren Holozän eine Meereisbedeckung rekonstruiert.

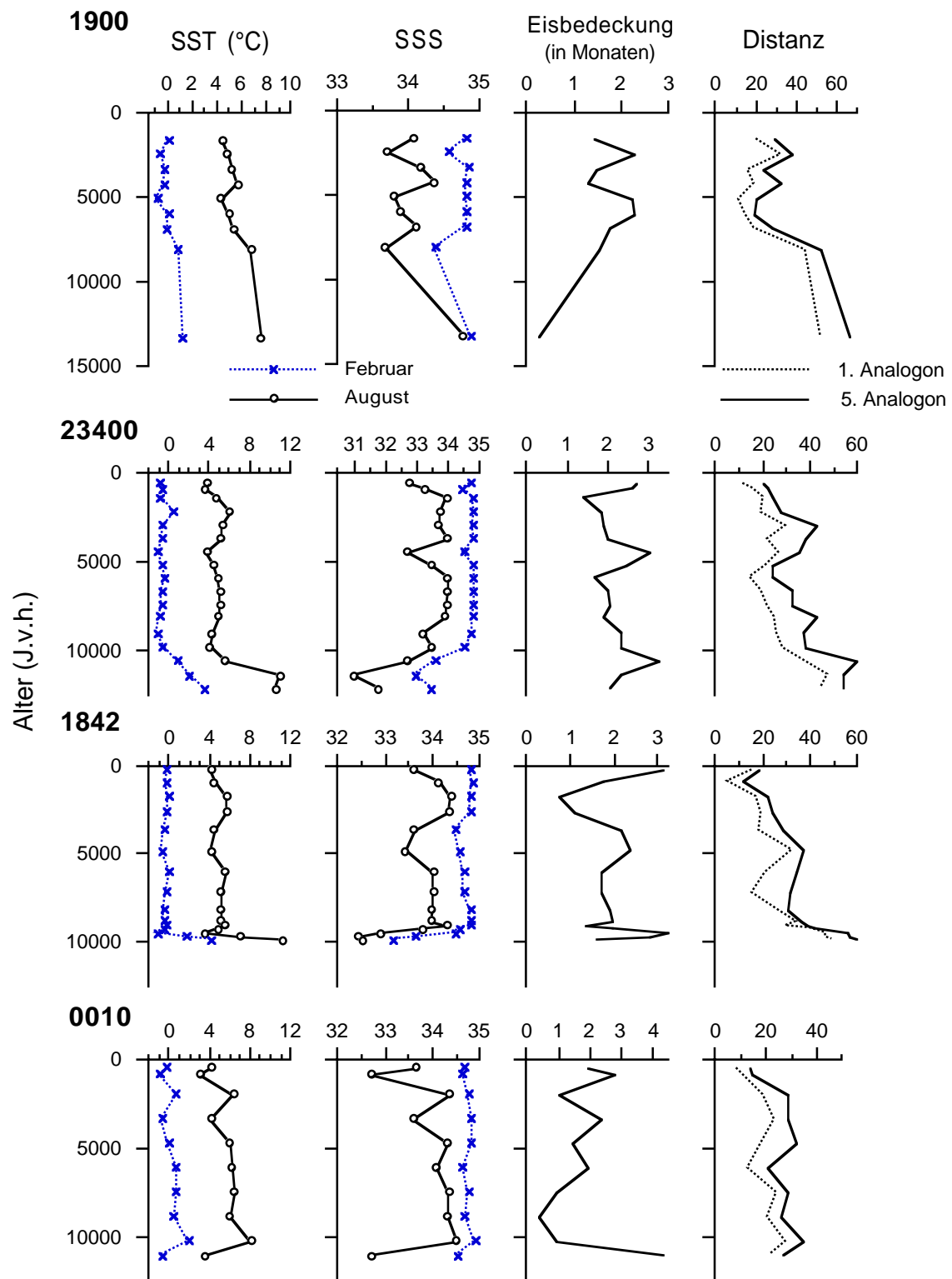


Abb. 20: Berechnung der hydrographischen Bedingungen (Oberflächenwassertemperaturen und Salzgehalt für Februar und August, Meereisbedeckung in Monaten sowie die Distanz des 1. und 5. Analogons) im Holozän mit Hilfe von Transferfunktionen mit Modern Analog Technik (nach de Vernal et al. 2001). Dargestellt sind die bearbeiteten Sedimentkerne aus der Grönlandsee (1900, 23400) und Islandsee (1842, 0010).

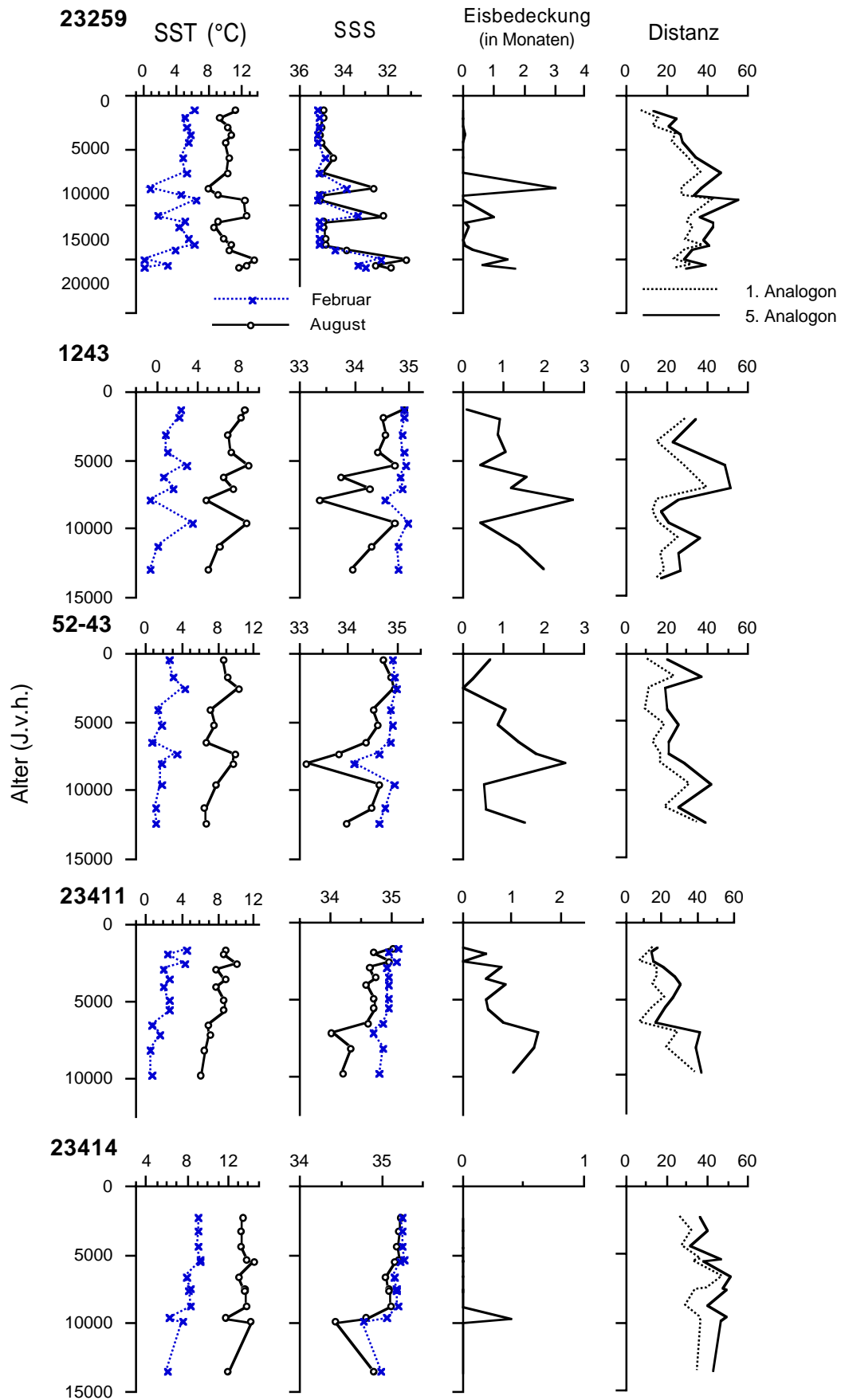


Abb. 20 (Fortsetzung): Dargestellt sind die Kerne aus der Norwegensee (1243, 23259, 52-43 und 23411) sowie vom Rockall Plateau (23414).

4.2 Vorkommen von Dinozysten in den älteren Abschnitten

Kern 23259

Im Sedimentkern 23259 sind im gesamten untersuchten Abschnitt bis 620 cm (entsprechen den letzten ca. 150 ka) Dinozysten festgestellt worden (Abb. 21). Allerdings schwanken die absoluten Konzentrationen sehr stark. Gehalte von >5000 Zysten/g Sediment wurden im Teufenintervall von 495-520 cm beobachtet, während im Intervall von 120-310 cm und unterhalb 540 cm meist nur Konzentrationen von <300 Zysten/g Sediment ermittelt wurden. Zwischen 310 cm und 495 cm Teufe sind geringe Gehalte zwischen 500 und 1500 Zysten/g Sediment festgestellt worden.

Auch für die relativen Artenanteile lassen sich typische Intervalle unterscheiden, in denen meist nur 1-2 Arten vorherrschen. Die relativen Anteile von *O. centrocarpum* schwanken im Intervall von 40-495 cm meist zwischen 20 und 50 %. Die Anteile von *Spiniferites* spp. liegen im Bereich zwischen 60 und 120 cm zumeist über 15 %. Im nachfolgenden Intervall von 150-310 cm wird vor allem *B. tepikiense* mit höheren Anteilen um 45 % (max. 72,7 %) festgestellt. Der gesamte Abschnitt von 91-310 cm ist zudem durch das Vorkommen von umgelagerten, stratigraphisch älteren Dinozystenarten charakterisiert. Allerdings bleibt anzumerken, dass für diesen gesamten Bereich eine Berechnung der %-Anteile nur eingeschränkt möglich ist, da durchgehend nur <100 Individuen in den Präparaten gezählt werden konnten.

Bis ca. 440 cm dominieren weiterhin *O. centrocarpum* und *B. tepikiense*, wobei Letztere sogar noch etwas höhere relative Anteile von >50 % erreicht, während die Häufigkeiten von *O. centrocarpum* durchschnittlich etwas geringer als im überlagernden Intervall sind. Der sich unterhalb anschließende Abschnitt ist durch einen Wechsel in der Zusammensetzung der Gemeinschaften charakterisiert. Die Anteile von *B. tepikiense* gehen deutlich zurück (<20 %) und *O. centrocarpum* erreicht wieder Häufigkeiten von ca. 50 %. Zudem erlangt *N. labyrinthus* Häufigkeiten von 20 % und auch *Spiniferites* spp. wird mit Häufigkeiten von 10-30 % festgestellt. Auffällig ist vor allem ein kurzer Abschnitt hoher Anteile von *S. mirabilis* und *S. lazus*.

Kern 23414

Die Zystenkonzentration erreicht in diesem Kern vom Rockall Plateau maximale Gehalte von 29000 Zysten/g Sediment. Die höchsten Werte mit durchgehend >7500 Zysten/g Sediment liegen dabei im Bereich von 135-265 cm (Abb. 22). In den Intervallen von 55-135 cm und von 275-405 cm werden dagegen durchgehend niedrigere Konzentrationen an Dinozysten festgestellt; vor allem unterhalb von 335 cm (im Isotopenstadium 5) liegen die Gehalte bei unter 1000 Zysten/g Sediment. Es gibt aber in diesem Kern keinen Bereich mit deutlich erhöhten Konzentrationen umgelagerter Dinozysten.

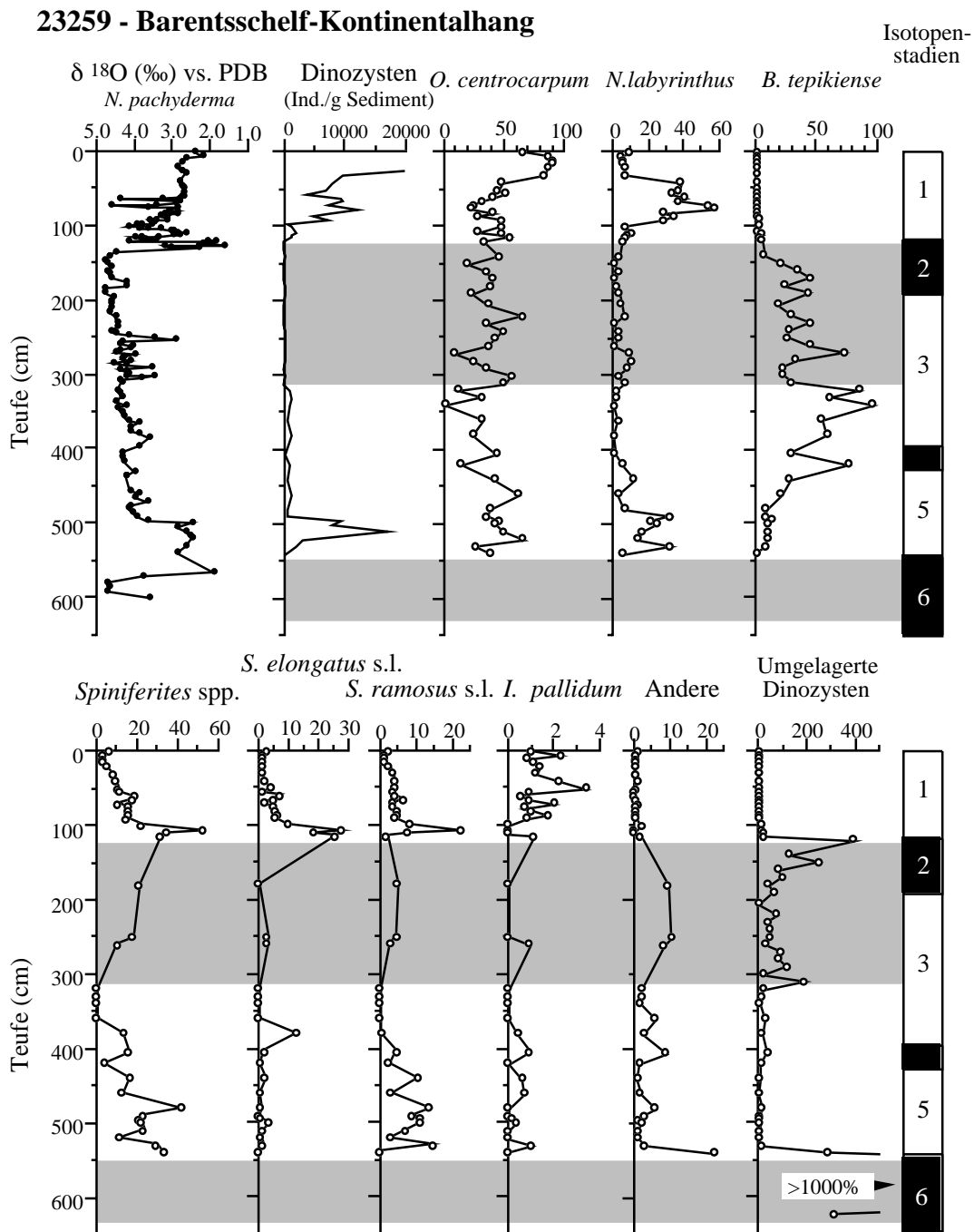


Abb. 21: Isotopendaten, Gesamtdinofossilkonzentrationen und Anteile der einzelnen Arten an Kern 23259 vom Barentsschelf-Kontinentalhang. Die Isotopendaten und -stadien sind aus Weinelt (1993) entnommen. Durch die grau schattierten Balken werden die Kernabschnitte hervorgehoben, in denen weniger als 100 Dinofossilien gezählt wurden, d.h. die statistisch nur bedingt aussagekräftig sind.

23414 - Rockall Plateau

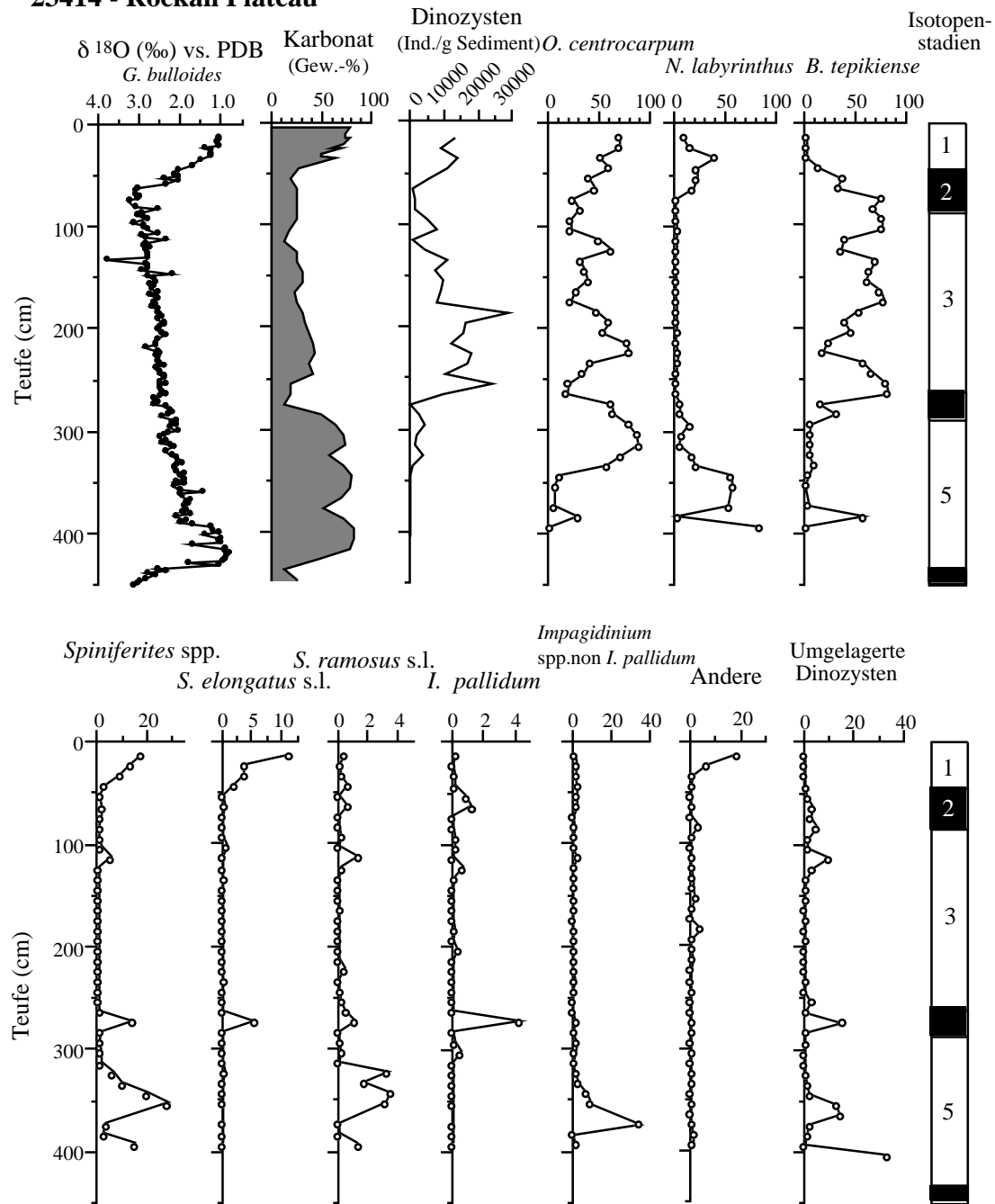


Abb. 22: Isotopendaten und -stadien, Karbonatgehalte, Gesamtdinozystenkonzentrationen sowie relative Anteile der einzelnen Arten in Kern 23414 vom Rockall Plateau. Die Isotopendaten und -stadien wurden aus Jung (1996) entnommen, die Karbonatgehalte sind in Suess & Altenbach (1992) dargestellt.

Die Dinozystengemeinschaft wird von nur wenigen Arten dominiert. Es handelt sich dabei vorwiegend um dieselben Taxa, die auch im Kern 23259 vorherrschen. Zwischen 85 cm und 280 cm hat *B. tepikiense* Anteile von bis zu 75 % an der Gemeinschaft, ist allerdings relativ großen Häufigkeitsschwankungen unterworfen. Die Häufigkeiten von *O. centrocarpum* von ebenfalls bis zu 75 % sind hierzu gegenläufig.

Parallel zu der Abnahme in der Gesamtzystenkonzentration geht unterhalb von 275 cm der Anteil von *B. tepikiense* drastisch zurück, während gleichzeitig vor allem *N. labyrinthus* und auch *Spiniferites* spp. wieder relativ häufiger werden. *N. labyrinthus* kommt im Intervall 335-405 cm fast durchgehend mit Häufigkeiten >50 % vor. *Spiniferites*-Arten erreichen in einzelnen Horizonten (275 cm, 325-355 cm, 385-405 cm) zusammen Anteile bis über 20 %. Zwischen 275 cm und 395 cm werden zudem auch erstmals in diesem Kern vermehrt Zysten von *Impagidinium* spp., dabei auch relativ häufig *I. patulum*, sowie umgelagerte Dinozysten nachgewiesen. Allerdings bleibt anzumerken, dass der älteste hier bearbeitete Abschnitt durch die niedrigsten im Kern beobachteten Zystenkonzentrationen charakterisiert ist.

5. ZUR ÖKOLOGIE DER WICHTIGSTEN ARTEN UND DIE INTERPRETATION DER RÄUMLICHEN UND ZEITLICHEN TRENDS IM HOLOZÄN

Für die wichtigsten Taxa werden die geographische Verbreitung und ihre ökologischen Präferenzen kurz erläutert und anschließend ihr Vorkommen im Untersuchungsgebiet interpretiert. Die Informationen beziehen sich dabei im Wesentlichen auf den globalen Überblick über die Verbreitung organisch-wandiger Zysten von Marret & Zonneveld (2003) und de Vernal et al. (2001, 2005). Informationen für den Bereich des Islandschelfs sind Marret et al. (2004) entnommen. Insgesamt sind die meisten Arten in ihrer Verbreitung an atlantisch beeinflusste Wassermassen gekoppelt, nur wenige Arten lassen sich hingegen mit kaltem Oberflächenwasser korrelieren. Die einzelnen Arten und Gemeinschaften zeigen in ihrem Vorkommen eine klare Verteilung und lassen sich gut zur Interpretation der Paläoumweltbedingungen heranziehen. Dabei sind allerdings von den in dieser Untersuchung nachgewiesenen über 30 Taxa nur 10 Arten bzw. Artengruppen für die Interpretation wesentlich. Die raum-zeitliche Verteilung wird nur für das Holozän dargestellt, da nur für diesen Bereich flächendeckend Daten vorliegen.

Informationen zu weiteren, hier nicht aufgeführten Arten sind im Anhang I (Taxonomie) zu finden.

Operculodinium centrocarpum

Diese kosmopolitische Art ist häufig in unterschiedlichen Biotopen mit breiten Temperatur- und Salzgehaltsbereichen ($T = -2,1$ bis 29°C , $S = 16,1$ bis $36,8$) und wird deshalb als eurythermal und euryhalin eingestuft (Wall et al. 1977, Dale 1996). *Operculodinium centrocarpum* erreicht die höchsten Anteile an den Gemeinschaften in kalt-temperaten Bereichen mit nährstoffreichem Oberflächenwasser wie der Nordatlantikdrift (Marret & Zonneveld 2003). Sie kommt aber auch in Gebieten mit bis zu 12 Monaten Meereisbedeckung vor (Marret & Zonneveld 2003). Sowohl die Verbreitung des vegetativen Stadiums *Protoceratium reticulatum* im Plankton (Okolodkov 2005), als auch ihrer Zysten im Sediment zeigt, dass *O. centrocarpum* als Anzeiger für relativ warme salzreiche nordatlantische Wassermassen gewertet werden kann. *O. centrocarpum* dominiert die Gemeinschaften in Oberflächensedimenten der Norwegensee entlang des Norwegenstromes und nimmt zur Island- und Grönlandsee hin an Häufigkeit ab. Im nördlichen Teil des ostgrönländischen Kontinentalhanges kommt diese Art nur noch selten vor (Matthiessen 1995). Möglicherweise ist *O. centrocarpum* in den Sedimenten angereichert, da das vegetative Stadium effektiver in der Zystenproduktion ist als andere Arten (Dale 1976).

Interpretation: *Operculodinium centrocarpum* ist eine durchgehend vorhandene, häufige Art der Dinozystengemeinschaften in allen Kernen. Die Häufigkeiten nehmen deutlich von der Norwegensee nach Westen zum ostgrönländischen Schelf ab. Im Verlauf des Holozäns

nehmen die Häufigkeiten dieser Art in der Norwegensee zu und sie dominiert die Gemeinschaften vor allem im späten Holozän (Abb. 23). Im jüngeren Holozän gehen die Werte dann leicht zurück, in der Grönland- und Islandsee setzt dieser Rückgang allerdings schon deutlich früher ein. Diese räumliche und zeitliche Verteilung zeigt, dass der Einstrom nordatlantischer Wassermassen im Holozän durchgehend in der Norwegensee stärker war als im westlichen Europäischen Nordmeer.

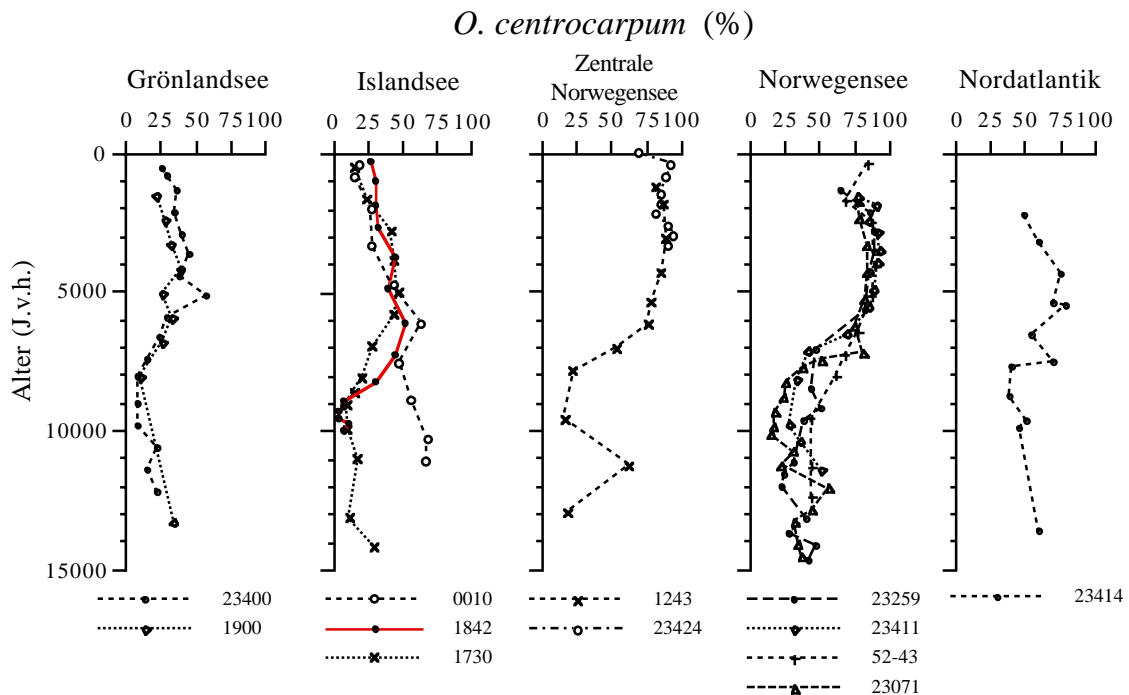


Abb. 23: Relative Häufigkeiten von *O. centrocarpum* in den letzten 15000 Jahren in den bearbeiteten Sedimentkernen.

Bitectatodinium tepikiense

Bitectatodinium tepikiense ist eine bipolare Art, die im Nordatlantik nur nördlich von 35° N und in der südlichen Hemisphäre nur zwischen 25° S und 55° S vorkommt (Marret & Zonneveld 2003). Diese Art ist sowohl im ozeanischen als auch im neritischen Bereich nachgewiesen worden. Sie ist typisch für polare Frontenregionen und die Übergangszone zwischen subpolaren und temperaten Wassermassen (Bakken & Dale 1986, Dale 1996). Diese Art kommt bei vollmarinen Bedingungen vor (bei Salzgehalten von 28,5 im Frühjahr und 36,5 PS im Sommer, Marret & Zonneveld 2003) und wurde sowohl im ozeanischen als auch im neritischen Bereich nachgewiesen. Darüber hinaus kommt *B. tepikiense* in Bereichen vor, in denen die Salzgehalte bei 30-32 liegen (Rochon et al. 1999). So erreicht sie in Oberflächenproben des äußeren St. Lorenz Ästuars Häufigkeiten von über 20% und vor Nova Scotia hat Mudie (1992) in der Mahone Bay für diese Art Häufigkeiten von 60-80% ermittelt. *Bitectatodinium tepikiense* ist selten in Gebieten mit einer Meereisbedeckung von mehr als 4 Monaten (Marret & Zonneveld 2003). Die größten Häufigkeiten liegen in Gebieten mit

Wintertemperaturen um den Gefrierpunkt und Sommerwerten von $>10^{\circ}\text{C}$. Diese Daten weisen auf eine Präferenz für stratifizierte Oberflächenwassermassen hin, die von einer großen saisonalen Temperaturamplitude ($>10^{\circ}\text{C}$) und niedrigem Salzgehalt (30-32) gekennzeichnet sind. *Bitectatodinium tepikiense* ist nur selten in Oberflächenproben im Untersuchungsgebiet beobachtet worden (Matthiessen 1995, Rochon et al. 1999).

Interpretation: *Bitectatodinium tepikiense* wurde in allen untersuchten Kernen nachgewiesen, kommt aber in den holozänen Sedimenten in nur geringen Anteilen vor (Abb. 24). Die Häufigkeiten nehmen nach Nordosten entlang des Stromstriches der Nordatlantikdrift (23414) und des Norwegenstromes (23071, 23259, 1900) zum zentralen und westlichen Europäischen Nordmeer deutlich ab. In den glazialen Sedimenten stellt *B. tepikiense* einen wesentlichen Bestandteil der Dinozystengemeinschaft dar. In den Stadien 2-4 werden auf dem Rockall Plateau Häufigkeiten von bis zu 81,5% erreicht. Insgesamt legt das Vorkommen dieser Art eine Verknüpfung mit Schmelzwasser und ausgeprägten Fronten nahe. Das Vorkommen von *B. tepikiense* deutet auf eine große saisonale Temperaturamplitude hin. Die Bereiche sind durch deutlich stratifizierte Wassermassen charakterisiert, die wahrscheinlich auf Schmelzwasserereignisse zurückzuführen sind.

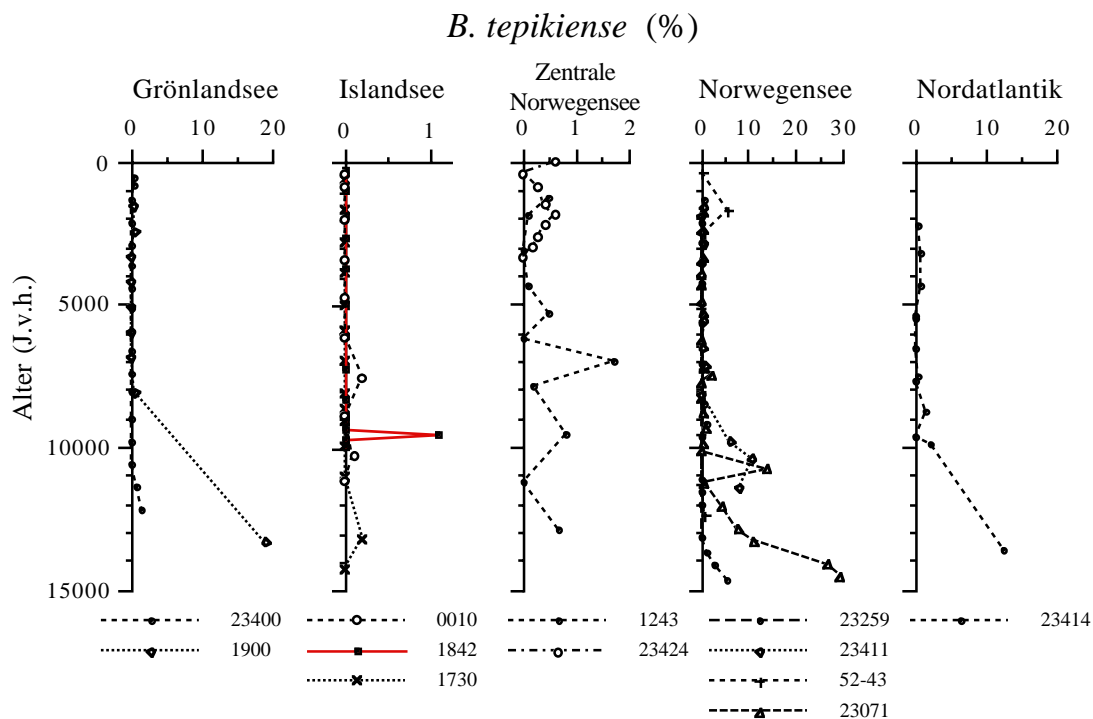


Abb. 24: Relative Häufigkeiten von *B. tepikiense* in den letzten 15000 Jahren in den bearbeiteten Sedimentkernen.

Impagidinium pallidum

Impagidinium pallidum ist eine bipolare, ozeanische Art, die in saisonal eisbedeckten, aber noch von atlantischen Wassermassen beeinflussten Regionen (Matthiessen 1995, Dale 1996,

Marret & de Vernal 1997, Rochon et al. 1999) vorkommt. Nach Dale (1996) ist *I. pallidum* die ozeanische Hauptart in den polaren Zonen beider Hemisphären. Die höchsten Werte erreicht sie bei Wintertemperaturen unter 0°C und Sommertemperaturen zwischen 0 und 5°C, bei Temperaturen über 22,5°C kommt sie nur noch sporadisch vor. Ihr Vorkommen deckt einen Salzgehaltsbereich von 21,3 (Frühjahr) bis 36,4 (Sommer) ab, die höchsten relativen Anteile erreicht sie aber bei Salzgehalten um 34. Das Vorkommen erstreckt sich dabei auf Bereiche mit bis zu ganzjähriger Eisbedeckung

Die größten Häufigkeiten von *I. pallidum* in Oberflächensedimenten werden in der Island- und Grönlandsee beobachtet, mit einem Maximum in der zentralen Grönlandsee (Matthiessen 1995). Auch in den Sedimentfallen der nördlichen Grönlandsee und der Framstrasse ist diese Art dominant (Dale & Dale 1992). Insgesamt zeigen diese Ergebnisse, dass *I. pallidum* ein guter Indikator für arktische Wassermassen und offen ozeanische Bedingungen ist.

Interpretation: Diese Art kommt durchgehend erst seit dem Beginn des Holozäns vor, in älteren Ablagerungen tritt sie nur vereinzelt auf. Das Vorkommen dieser Art in den oberflächennahen Sedimenten der bearbeiteten Kerne stimmt gut mit der rezenten Verteilung überein (Matthiessen 1995). *Impagidinium pallidum* ist in den Sedimenten der Grönland- und Islandsee am häufigsten und erreicht hier Anteile von 40-50%. Die relativen Häufigkeiten sind dabei in den älteren Abschnitten zumeist etwas höher als im jüngeren Holozän. Nach Osten mit Annäherung an die Nordatlantikdrift nehmen die relativen Häufigkeiten deutlich ab (Abb. 25).

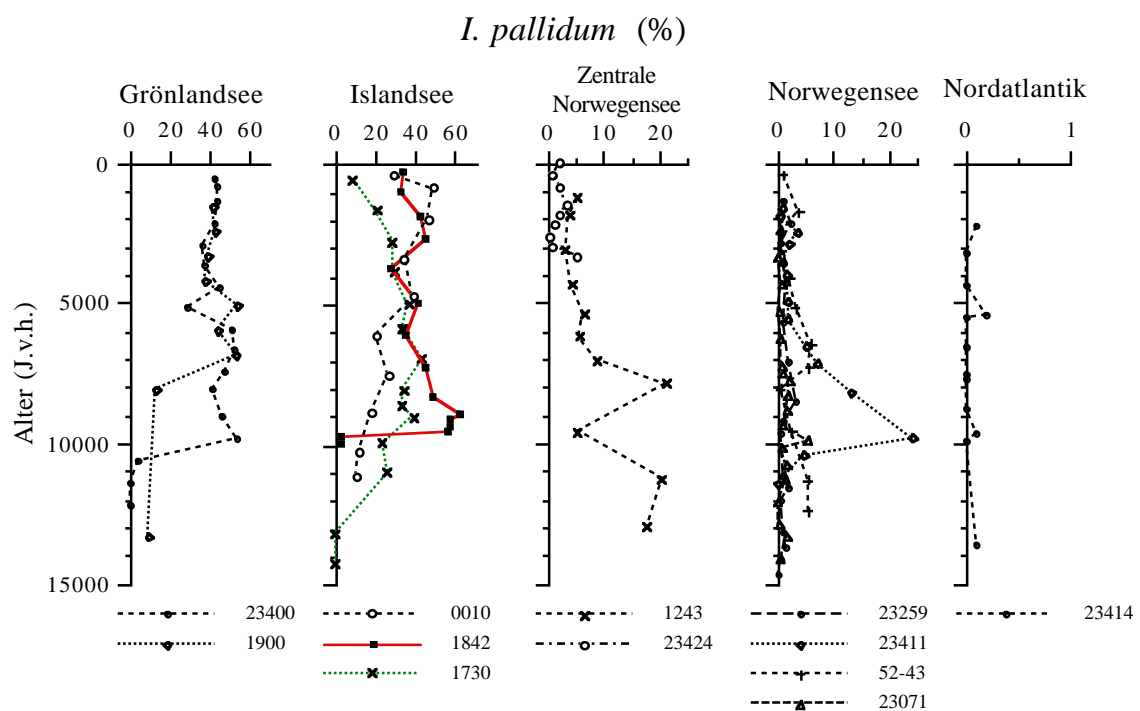


Abb. 25: Relative Häufigkeiten von *I. pallidum* in den letzten 15000 Jahren in den bearbeiteten Sedimentkernen.

Die enge Verknüpfung von *I. pallidum* mit arktischen Wassermassen deutet darauf hin, dass die moderne Verteilung der Oberflächenwassermassen und ozeanographischen Fronten erst seit dem Beginn des Holozäns existieren (Matthiessen & Baumann 1997). Ihr Fehlen im Spätglazial kann auch auf einen niedrigeren Salzgehalt in diesem Abschnitt zurückgeführt werden, da *I. pallidum* die höchsten relativen Anteile in Bereichen mit vollmarinem Salzgehalt erreicht (Marret & Zonneveld 2003). *Impagidinium pallidum* weist einen deutlichen Nord-Süd-Gradienten in der Verteilung auf. Während sie auf dem Rockall Plateau unbedeutend ist, ist sie in den arktischen Wassermassen durchgehend von Bedeutung. In der Grönlandsee und der zentralen Islandsee weisen die geringen Fluktuationen im Holozän auf einen stabilen Verlauf der Fronten hin.

Impagidinium* spp. non *I. pallidum

In dieser Gruppe werden alle Arten der Gattung *Impagidinium* (*I. aculeatum*, *I. paradoxum*, *I. patulum*, *I. sphaericum*, *I. striatum*) mit Ausnahme von *I. pallidum* zusammengefasst. Insgesamt sind diese Arten im ozeanischen Bereich weit verbreitet und werden als tropisch bis temperat (warm gemäßigt) eingestuft (Marret & Zonneveld 2003). *Impagidinium paradoxum*, *I. patulum* und *I. striatum* kommen in Gebieten mit Wassertemperaturen über 22°C im Winter vor. *Impagidinium aculeatum* benötigt Temperaturen über 12 bzw. 18°C (Winter/Sommer), während *I. sphaericum* in einem Temperaturbereich von –2 °C (Winter) bis 28,4°C (Sommer) bis zu den Polarfronten vorkommt. Alle Arten kommen bevorzugt bei Salzgehalten über 34 vor (Marret & Zonneveld 2003). *Impagidinium sphaericum* ist häufig in Gebieten mit einer mehrmonatigen Eisbedeckung (Marret & Zonneveld 2003), während die anderen Arten auf ganzjährig eisfreie Gebiete beschränkt sind. *Impagidinium sphaericum* kommt durchgehend in Oberflächensedimenten der südöstlichen Norwegensee und nur vereinzelt in der Island- und Grönlandsee vor (Matthiessen 1991). Sie ist nach *I. pallidum* die am weitesten nach Norden verbreitete Art dieser Gattung (Rochon 1997). Insgesamt sind diese Arten ein Anzeiger für den Einstrom relativ wärmerer atlantischer Wassermassen.

Interpretation: Auch im hier bearbeiteten Kernmaterial kommt *Impagidinium* spp. non *I. pallidum* nur in geringen Häufigkeiten vor. Dabei ist nur *I. sphaericum*, in allen Sedimentkernen vertreten. Während in den Sedimentkernen der Island- und Grönlandsee nur einzelne Exemplare nachgewiesen wurden, kommt *I. sphaericum* in der Norwegensee und auf dem Rockall Plateau häufiger vor, erreicht aber auch hier keine größeren relativen Häufigkeiten (meist < 1%, max. 2,8%). Insgesamt ist das Vorkommen dieser Arten mit ihrem deutlichen Nord-Süd-Gradienten ein Hinweis auf den Einstrom relativ warmer atlantischer Wassermassen.

Nematosphaeropsis labyrinthus

Nematosphaeropsis labyrinthus ist eine kosmopolitische Art, die in fast allen Proben nördlich der antarktischen Polarfront gefunden wurde (Marret & Zonneveld 2003). Sie kommt in

N. labyrinthus bis zum Einsetzen der modernen ozeanographischen Bedingungen häufiger, mit dem zunehmenden Einfluss der Nordatlantikdrift wird dann *O. centrocarpum* dominant. Die relativen Häufigkeiten von *N. labyrinthus* gehen im westlichen Teil des Beckens nicht so deutlich zurück und zeigen damit, dass der Einfluss der Nordatlantikdrift auf die westlicher gelegenen Teile des Beckens nicht so stark ist.

***Spiniferites* spp.**

Die Gattung *Spiniferites* besitzt nach Untersuchungen von Wall et al. (1977) eine kosmopolitische Verbreitung. Nach Marret und Zonneveld (2003) fehlt sie allerdings im zentralen Atlantik. Insgesamt deutet die Verteilung der *Spiniferites*-Zysten auf eine Bevorzugung neritischer Habitate hin. Dabei ist die Gattung besonders häufig bei Temperaturen über 12°C und Salzgehalten über 28 (Rochon et al. 1999, Marret & Zonneveld 2003). Nur *S. elongatus* s.l. und *S. mirabilis* s.l. werden hier getrennt betrachtet, da diese palökologisch wichtige Arten sind. Unter *Spiniferites* spp. sind in den Abbildungen alle gezählten Exemplare erfasst.

***Spiniferites elongatus* s.l.**

S. elongatus s.l. kommt nur nördlich 30° N vor (Marret & Zonneveld 2003). Sie wird als kalttemperat bis polar eingestuft (Dale 1983, Harland 1983) und ist eine wichtige Art kälterer Wassermassen (Dale 1996). Sie kommt zwar in einem weiten Temperatur- (-2 bis 26,7°C) und Salzgehaltsbereich (21,3 bis 35,9) vor, ist aber besonders häufig in Regionen mit Wintertemperaturen zwischen -1 und 11°C und Sommertemperaturen von 2-16°C (Marret & Zonneveld 2003) bei einer bis zu ganzjährigen Meereisbedeckung. *S. elongatus* s.l. kommt nur sporadisch auf dem Ostgrönlandschelf vor und nimmt nach Osten zur Norwegensee an Häufigkeit zu (Matthiessen 1995).

Interpretation: Die Art *Spiniferites elongatus* s.l. kommt in allen Kernen vor. Sie erreicht im Europäischen Nordmeer die höchsten Anteile generell im Intervall vor 7500 J.v.h. am Übergang vom Spätglazial zum Holozän (Abb. 27). Der Rückgang von *S. elongatus* s.l. ist möglicherweise durch einen Anstieg des Salzgehaltes bedingt. Auf dem Rockall Plateau (Kern 23414) erreicht *S. elongatus* s.l. im Spätglazial nur geringe Werte, im jüngeren Abschnitt (ab ca. 6000 J.v.h.) erfolgt dann aber ein Anstieg auf Anteile von ca. 10%. Diese Anteile von *S. elongatus* s.l. stimmen allerdings gut mit den von Rochon et al. (1999) ermittelten Häufigkeiten dieser Art in Oberflächensedimenten überein.

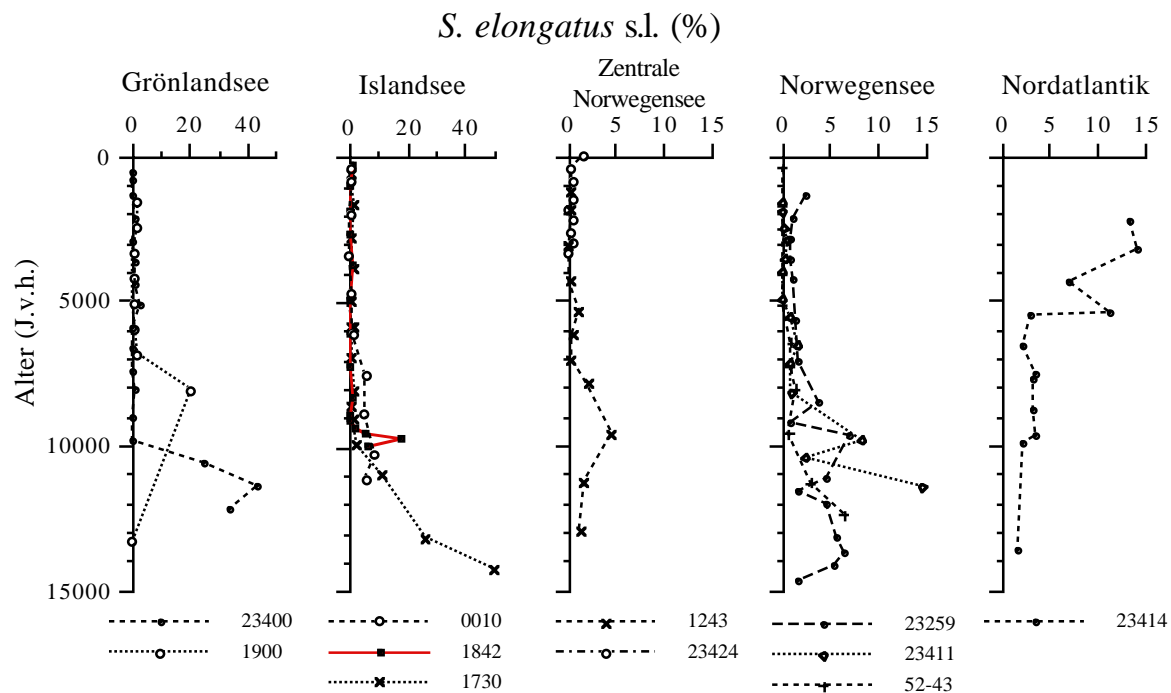


Abb. 27: Relative Häufigkeiten von *S. elongatus* s.l. in den letzten 15000 Jahren in den bearbeiteten Sedimentkernen.

Spiniferites mirabilis s.l.

Spiniferites mirabilis s.l. ist eine temperate bis tropische Art, deren Verbreitung durch die subtropischen Fronten beider Hemisphären begrenzt wird (Marret & Zonneveld 2003). Das Vorkommen dieser Art ist mit warmen, ozeanischen Wassermassen mit Mindesttemperaturen von $>13^{\circ}\text{C}$ assoziiert (Rochon et al. 1999) und zumeist auf Salzgehalte über 28,5 beschränkt (Marret & Zonneveld 2003). *Spiniferites mirabilis* s.l. wurde in den meisten Proben des östlichen Nordatlantiks beobachtet, wobei maximale Häufigkeiten von bis zu 65% vor Portugal nachgewiesen wurden (Rochon et al. 1999). In Gebieten mit Meereisbedeckung kommt sie nicht vor (de Vernal et al. 1994, 1997).

Interpretation: *Spiniferites mirabilis* s.l. erreicht nur auf dem Rockall Plateau höhere Werte (max. 8,2 %). Im Verlauf der Nordatlantikdrift nehmen die Häufigkeiten ab und liegen in den Kernen der Norwegensee dann generell unter 1%. Der Einfluss wärmerer, nordatlantischer Wassermassen bis ins Europäische Nordmeer lässt sich mit dieser Art aber trotzdem verfolgen.

Zyste von *Pentapharsodinium dalei*

Nach Marret & Zonneveld (2003) sind die Zysten von *P. dalei* kosmopolitisch verbreitet, kommen aber nicht südlich von 62°S vor. Das Zentrum der Verbreitung der Zysten von *P. dalei* liegt im neritischen Bereich der kalt-temperaten Regionen, so dass ihr Lebensraum

insgesamt als kühl-temperat bis subarktisch bezeichnet wird. Sie kommen in einem weiten Temperaturbereich von $-2,1$ bis $29,6^{\circ}\text{C}$ vor, sind aber bei geringen Sommertemperaturen von $5-10^{\circ}\text{C}$ besonders angereichert (de Vernal et al. 1997, Rochon et al. 1999). Auch in Gebieten mit deutlichen saisonalen Temperaturschwankungen sind sie häufig (Marret et al. 2004). Die Art kommt bei Salzgehalten von 21,3 bis 36,7 vor. Die Meereisbedeckung kann bis zu 12 Monate betragen. In fast allen Oberflächenproben wurden Zysten von *P. dalei* mit zunehmenden Häufigkeiten zu den Schelfen hin nachgewiesen (Matthiessen 1995). Rezent sind sie unter anderem in geschützten Buchten und Fjorden zu finden (Dale 1976, 1985).

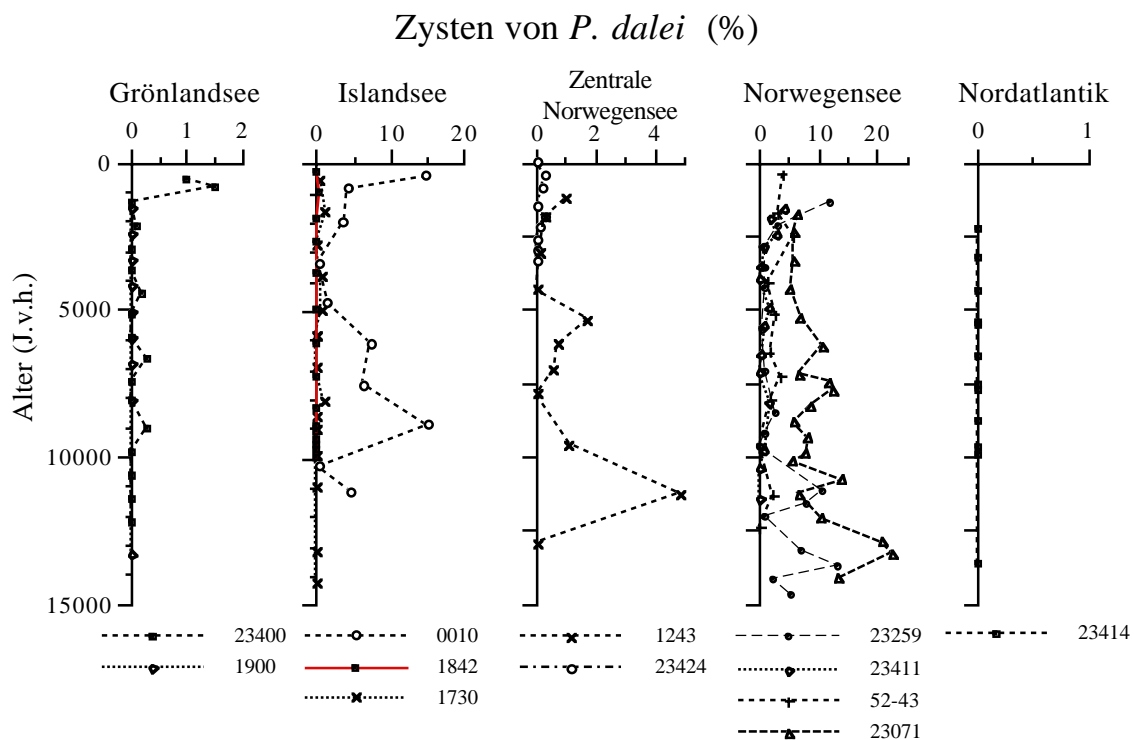


Abb. 28: Relative Häufigkeiten der Zysten von *P. dalei* in den letzten 15000 Jahren in den bearbeiteten Sedimentkernen.

Interpretation: Das Vorkommen dieser Art ist in den meisten Kernen nur von untergeordneter Bedeutung. Höhere Anteile erreicht diese Art nur in den Kernen 0010 und 23259 (max. 13,3%, Abb. 28). Leicht gehäufte Vorkommen in spätglazialen bis frühholozänen Sedimenten und in den jüngsten Sedimenten deuten eventuell auf einen verstärkten Einfluss von Schelfwasser in diesen Zeitabschnitten.

***Brigantedinium* spp.**

Brigantedinium spp. ist eine weit verbreitete kosmopolitische Gruppe, die Gemeinschaften aus dem neritischen bis ozeanischen Bereich dominieren kann (Marret & Zonneveld 2003). Insgesamt sind in dieser Gattung Arten mit deutlich verschiedenen ökologischen Ansprüchen zusammengefasst. Der Temperaturbereich reicht von $-2,1^{\circ}\text{C}$ im Winter bis $29,6^{\circ}\text{C}$ im Som-

mer. Der Salzgehaltsbereich reicht von 17 bis 36,8. *Brigantedinium* spp. kommt bei oligotrophen Bedingungen vor, wird aber auch mit nährstoffreichen Bedingungen im Oberflächenwasser, z.B. in Auftriebsgebieten, assoziiert (u.a. Wall et al. 1977, Biebow 1996). Die meisten Arten sind wahrscheinlich heterotroph (Marret & Zonneveld 2003), so dass ihr Vorkommen nicht nur von Temperatur und Salzgehalt, sondern auch von der Futterverfügbarkeit abhängig ist, da sie Diatomeen als Beute benötigen (Jacobsen & Anderson 1986). *Brigantedinium* spp. toleriert eine Eisbedeckung von bis zu 12 Monaten. Wird *Brigantedinium* spp. von *B. simplex* dominiert, wird das als Hinweis für polare, neritische bis ozeanische Bedingungen gewertet (Dale 1985, Matthiessen 1995). Zusammen mit *I. minutum* s.l. ist *Brigantedinium* spp. charakteristisch für kalte, neritische Regionen (de Vernal et al. 1997) mit niedrigen Oberflächenwassertemperaturen und relativ niedrigen Salzgehalten sowie einer Meereisbedeckung von mehreren Monaten.

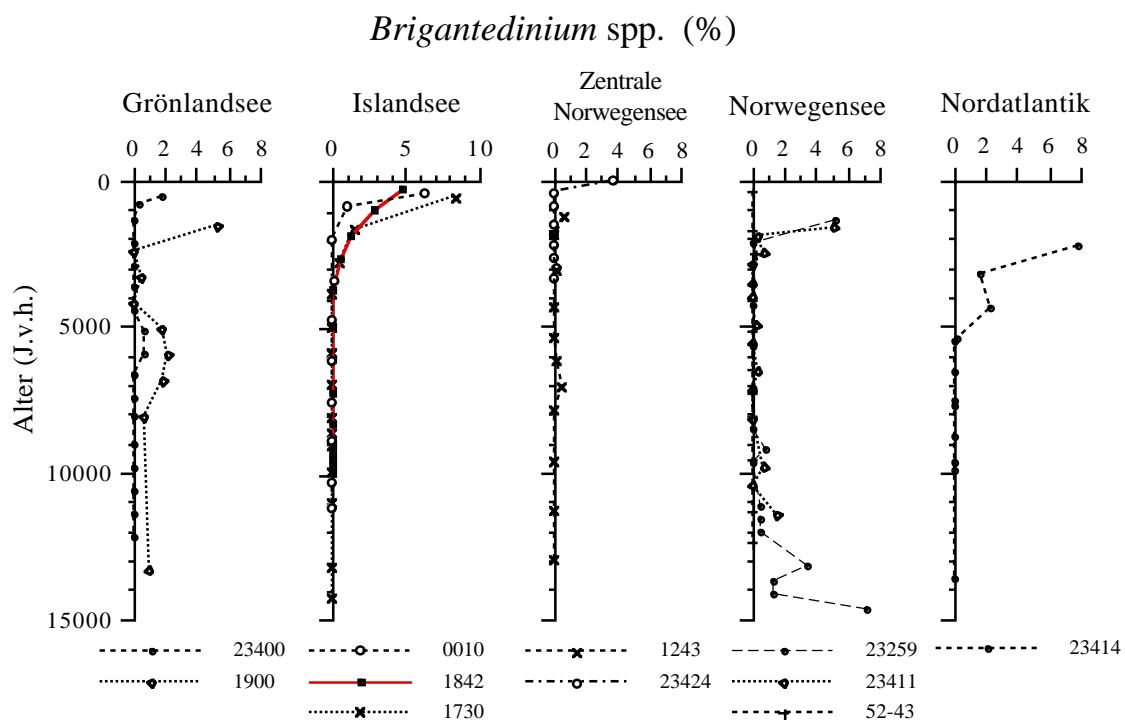


Abb. 29: Relative Häufigkeiten von *Brigantedinium* spp. in den letzten 15000 Jahren in den bearbeiteten Sedimentkernen.

Interpretation: Im Probenmaterial werden maximal Häufigkeiten von 8% erreicht. Die höheren Werte stammen dabei aus Sedimenten der letzten 2500 J.v.h. oder aus spätglazialen Ablagerungen der Norwegensee (Abb. 29). *Brigantedinium* spp. (*B. simplex* wurde eindeutig nachgewiesen) kommt im Untersuchungsgebiet zumeist zusammen mit *I. minutum* s.l. vor. Sie treten meist in Gemeinschaften auf, die durch geringe Zystenkonzentrationen charakterisiert sind, was auch auf schwierige Lebensbedingungen für zystenbildende Dinoflagellaten hinweist. Das Vorkommen dieser Gattung kann hier mit kälteren Bedingungen und mit einer ausgedehnten Meereisbedeckung verknüpft werden.

***Islandinium minutum* s.l.**

I. minutum s.l. ist charakteristisch für polare und subpolare Regionen (Marret & Zonneveld 2003), dabei ist das Vorkommen allerdings auf den neritischen Bereich beschränkt (Dale 1996, Marret & de Vernal 1997, Rochon et al. 1999). Sie kommt in einem Temperaturbereich von -2 bis 27° C (Winter SST und Sommer SST) vor, bevorzugt aber Gebiete mit Oberflächenwassertemperaturen unter 5° C. *I. minutum* s.l. toleriert Salzgehalte zwischen 21,3 und 35,3. Im Europäischen Nordmeer nehmen die relativen Häufigkeiten nach Osten hin deutlich ab und in der Norwegensee tritt *I. minutum* s.l. nur noch sporadisch auf. Diese Ergebnisse stimmen grundsätzlich mit der Vorherrschaft dieser Art in Sedimentfallen aus der Grönlandsee und der Framstraße überein (Dale & Dale 1992). Die größten Häufigkeiten dieser Art wurden in Bereichen mit einer Eisbedeckung von 8-12 Mon./Jahr beobachtet (Rochon et al. 1999). Im Untersuchungsgebiet ist *I. minutum* s.l. hauptsächlich auf den ostgrönlandischen Schelf und Kontinentalhang beschränkt (Matthiessen 1991, 1995, Rochon et al. 1999), wo sie dann aber häufig bis dominant auftritt (max. 73%) (Matthiessen 1995). Sie wird hier vorwiegend zusammen mit *Brigantedinium* spp. beobachtet (Head et al. 2001). Da die Verbreitung dieser Gemeinschaften nicht von Faktoren wie Temperatur und Salzgehalt eingeschränkt wird, setzt sie sich wahrscheinlich fast vollständig aus heterotrophen Arten zusammen.

Interpretation: Die höchsten Werte im untersuchten Material erreicht diese Art in den Kernen der westlichen Islandsee, wo sie in den jüngsten Sedimenten (< 1000a, 500a) mit maximalen Häufigkeiten zwischen 5 und 10% vorkommt. In den oberflächennahen Sedimenten der Kerne aus der Grönlandsee (23400 und 1900) werden nur noch relative Häufigkeiten unter 5% festgestellt. Im Kern 23259 kommt *I. minutum* s.l. vereinzelt vor, wobei allerdings nie Werte über 2% erreicht werden. Insgesamt gehen die Häufigkeiten von Westen nach Osten von 10% bis auf Werte nahe 0 zurück. Das Vorkommen von *I. minutum* s.l. zeigt den Einfluss kalter, neritischer Bedingungen und eine ausgeprägte Meereisbedeckung an.

6. DISKUSSION

6.1 Dinozystengemeinschaften als Anzeiger palökologischer Veränderungen im Stadium 5 (128000 - 73000 J.v.h.)

Der in vielen Arbeiten beschriebene rasche Klimawechsel von glazialen Bedingungen im Stadium 6 zu interglazialen Bedingungen im Stadium 5 während der Termination II (u.a. Baumann 1990, Vogelsang 1990, Sejrup et al. 1995, Fronval & Jansen 1996, Rasmussen et al. 2003, Kandiano et al. 2004) wird auch durch einen drastischen Anstieg in den Dinozystenkonzentrationen belegt (Eynaud 1999). Sowohl im Nordatlantik wie auch im Europäischen Nordmeer lässt diese Konzentrationszunahme auf eine rasche und starke Erwärmung des Oberflächenwassers und eine damit einher gehende zunehmende Produktion von Dinozysten schließen. Auch in angrenzenden Meeresgebieten wie der Labradorsee (Aksu et al. 1992) sowie vor Portugal (u.a. Zippi 1992, Eynaud 1999) wird eine vergleichbare Zunahme in den Dinozystengehalten festgestellt. Diese Befunde stehen im Einklang mit Berechnungen der Wasseroberflächentemperaturen, die am Beginn des Substadiums 5e einen Anstieg von ca. 4°-5°C auf 12°C und mehr südlich des Island-Schottland-Rückens belegen (Johannessen et al. 1994, Pflaumann et al. 1996, Bauch et al. 2000). Ein vergleichbarer, drastischer Anstieg der Oberflächenwassertemperaturen nördlich des Rückens im Europäischen Nordmeer erfolgt erst 2000-3000 Jahre später (Rasmussen et al. 2003) und geht dann ebenfalls mit einer Zunahme der Dinozystenkonzentrationen einher (Eynaud 1999). Demnach scheint der Island-Faeroer-Rücken eine ökologisch-hydrographische Barriere darzustellen, die einen deutlichen Einfluss auf die Ausbildung der ozeanographischen Bedingungen hat.

6.1.1 Das Substadium 5e

Die Intensität des letzten interglazialen Maximums mit einem stark ausgeprägten Norwegenstrom, verbunden mit relativ warmen Temperaturen im Oberflächenwasser, wird durch hohe Konzentrationen von Mikro- und Nannofossilien sowie durch das Auftreten von subpolaren und warmadaptierten Arten angezeigt. Diese belegen auch, dass dieses Zeitintervall durch eine relativ hohe Produktivität gekennzeichnet ist. Dabei lässt sich mit den überlieferten Dinozysten für das Rockall Plateau und das Europäische Nordmeer eine grundsätzlich vergleichbare Entwicklung der Gemeinschaften nachvollziehen. Diese werden von den Arten *O. centrocarpum*, *B. tepikiense*, *N. labyrinthus* und *Spiniferites* spp. dominiert (siehe Abb. 23, 24, 26). Regionale Unterschiede in den Gemeinschaften lassen auf Veränderungen in den hydrographischen Eigenschaften innerhalb der Nordatlantikdrift, bzw. in deren nördlicher Verlängerung, dem Norwegenstrom, schließen und insbesondere eine nordwärtige Temperaturabnahme der Oberflächenwassermassen annehmen. Günstige Lebensbedingungen für Dinozysten werden neben erhöhten Zystenkonzentrationen auch durch das Vorkommen bestimmter einzelner Arten angezeigt. So deutet beispielsweise das Vorkommen von *S.*

mirabilis auf sehr warme Oberflächentemperaturen in diesem Zeitintervall hin (siehe Abb. 30). Kandiano et al. (2004) rekonstruieren für den Kern 23414 Temperaturen, die im Substadium 5e um 2°C über den holozänen Werten liegen und gut mit Pollendaten ähnlicher geographischer Breite übereinstimmen (z.B. Guiot et al. 1993).

Die hohen Karbonatgehalte auf dem Rockall Plateau deuten auf eine sehr hohe Planktonproduktion und insbesondere auf eine starke Anreicherung von planktischen Foraminiferen und Coccolithophoriden hin, die auch aus anderen Kernen vom Rockall Plateau beschrieben wurde (u.a. McIntyre et al. 1972, Gard 1986, Baumann 1990, McManus et al. 1994). Im Widerspruch zu einer relativ hohen Produktivität stehen allerdings die geringen Konzentrationen an Dinozysten in Kern 23414 zwischen 125000 und 95000 J.v.h.. Interessanterweise werden in diesem Kern parallel dazu auch nur geringe Konzentrationen an Ostracoden festgestellt (Didié et al. 2002). Wahrscheinlich führt die hohe Produktion an karbonatschaligem Phyto- und Mikrozooplankton, abgebildet in den Karbonatgehalten von über 80 Gew.-%, zu einer deutlichen Verdünnung der Dinozysten. In den Sedimenten der benachbarten ODP-Bohrung 552A (Zimmerman et al. 1984), die ebenfalls durch sehr hohe Karbonatgehalte charakterisiert sind, wurden für dieses Zeitintervall keine Dinozysten nachgewiesen (Harland 1989). Im Gegensatz dazu liegen die Karbonatgehalte in den von Eynaud (1999) bearbeiteten Sedimentkernen bei maximal 60 Gew.-% (z.B. Kern 2015). Diese Kerne stammen aus den nordatlantischen Driftsedimenten und sind zudem durch wesentlich höhere Sedimentationsraten von bis zu 20 cm/ka gegenüber nur maximal 4 cm/ka in Kern 23414 charakterisiert. So hat wahrscheinlich neben einer geringeren Verdünnung durch biogenes Karbonat auch die raschere Einbettung der organisch-wandigen Dinozysten in den Driftsedimenten zu einer besseren Überlieferung geführt. Aus früheren Untersuchungen von Wall et al. (1977) ist bekannt, dass Zystenkonzentrationen in feinkörnigen Sedimenten - wie denen aus den nordatlantischen Driftkörpern - deutlich höher sind als in grobkörnigen Sedimenten. Es ist zudem nicht ganz auszuschließen, dass die Dinozystengemeinschaft auch von nicht-zystenbildenden oder aber von kalkigen Arten dominiert wurde.

Auch im gesamten Europäischen Nordmeer sind Dinozysten im Stadium 5e in relativ hohen Konzentrationen nachgewiesen. Die Zusammensetzungen der Gemeinschaften sind gut vergleichbar mit holozänen Gemeinschaften und legen somit zumindest ähnliche klimatische Bedingungen nahe. Auch nach McManus et al. (2002) waren die regionalen SSTs im mittleren Abschnitt des Stadiums 5e nahe den heutigen Werten. Befunde von Eynaud et al. (2004) aus dem Südislandbecken legen anhand der im Vergleich zum Holozän deutlich höheren Konzentrationen von *S. mirabilis* ein relativ warmes Interglazial nahe, mit vergleichbaren, wenn nicht sogar höheren Temperaturen als im Holozän. Auch Untersuchungen an anderen Mikrofossilgruppen bestätigen diese Ergebnisse. Insgesamt wird das Stadium 5e als Periode relativ stabiler klimatischer Bedingungen eingestuft (McManus et al. 2002) und es werden ökologische Verhältnisse angenommen, wie sie auch heute im Oberflächenwasser des Norwe-

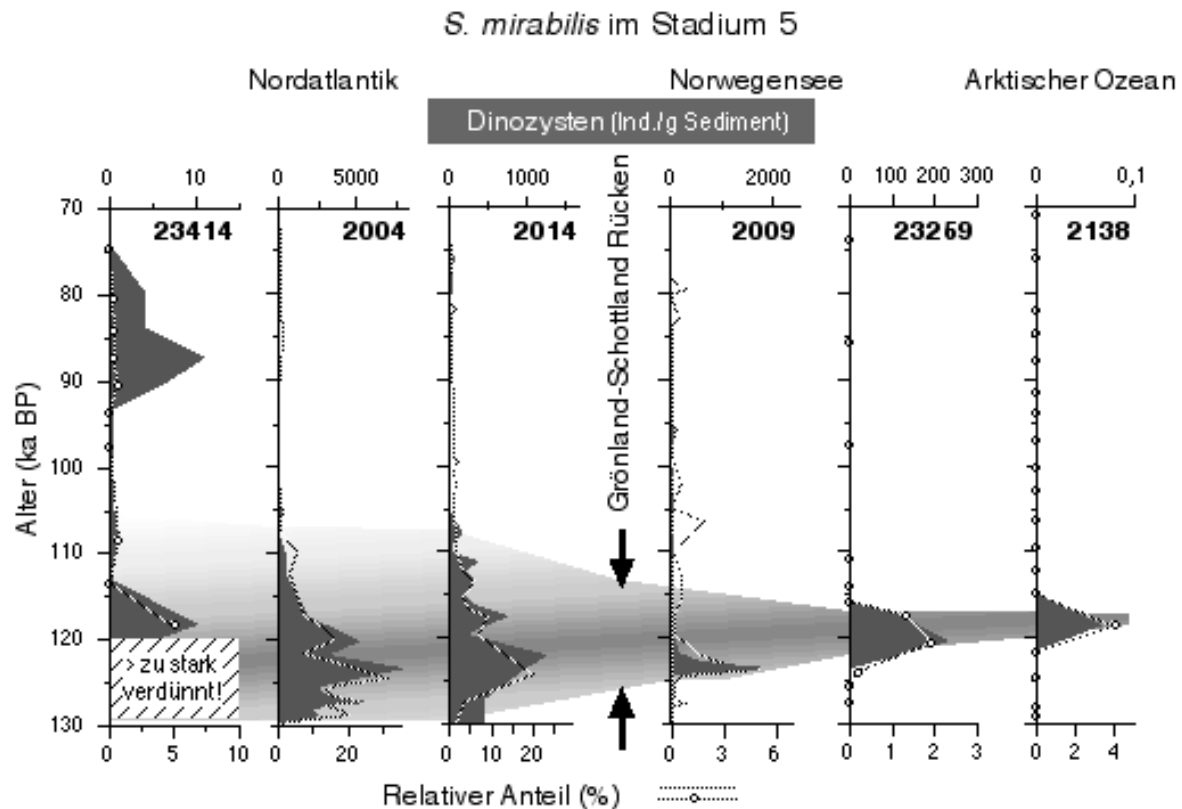


Abb. 30: *S. mirabilis* im Stadium 5 entlang eines Transektes vom Nordatlantik bis in den Arktischen Ozean.

genstromes vorherrschen. Dieses gilt auch für das nördliche Europäische Nordmeer. Hier werden für diesen Abschnitt an hochauflösenden Kernen aber auch deutliche Temperaturschwankungen diskutiert (Fronval & Jansen 1997), die am vorliegenden Datenmaterial allerdings nicht erfasst wurden. Auf dem Barentsschelf-Kontinentalhang (Kern 23259) werden Dinozysten mit höchsten Konzentrationen im Substadium 5e zwischen 125000 und 110000 J.v.h. überliefert. Zudem sind neben *Spiniferites mirabilis*, auch *Spiniferites lazus* und *Spiniferites ramosus* s.l. nachgewiesen, die einen verstärkten Einstrom relativ warmen Oberflächenwassers anzeigen. Dabei hat besonders *S. ramosus* s.l., eine im Vergleich zur kalttemperaten *S. elongatus* s.l. eher wärmere Art, leicht erhöhte Anteile, so dass insgesamt auch für diesen Abschnitt günstige klimatische Bedingungen angenommen werden können. Die Art *S. mirabilis* wird sogar noch bis in den östlichen Arktischen Ozean nachgewiesen (Matthiessen & Knies 2001, Abb. 30). Hier sind die Gemeinschaften gut vergleichbar mit rezenten Gemeinschaften desselben Gebietes, wobei der Anteil an Arten, die auf kühlere Bedingungen hinweisen, sogar geringer ist.

6.1.2 Die Substadien 5d-5a

Dieser Zeitabschnitt ist durch einen deutlichen Rückgang der Dinozystenkonzentrationen im Verlauf der Nordatlantikdrift und des Norwegengstromes gekennzeichnet (u.a. Eynaud 1999). Im nördlichen Nordatlantik deuten neben phasenweise erhöhten Zystenkonzentrationen auch

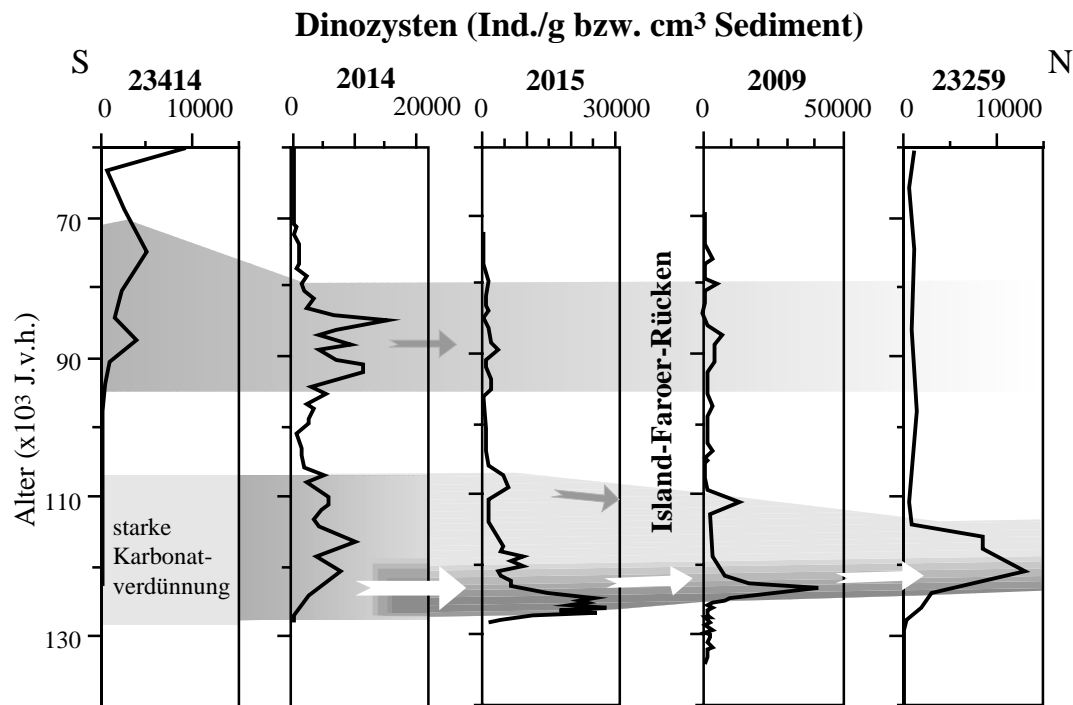


Abb. 31: Dinozysten im Stadium 5 entlang eines Transektes vom Nordatlantik bis zum Barentsschelf-Hang. Die grau markierten Flächen sowie die Pfeile deuten Zeitintervalle mit verstärktem Einstrom atlantischen Oberflächenwassers in die Norwegensee an.

die Vorkommen von *Spiniferites*-Arten (*Spiniferites ramosus* s.l.) und warm-adaptierten *Impagidinium*-Arten auf relativ warme Bedingungen im Oberflächenwasser hin. Diese Beobachtungen stimmen gut mit den Befunden von Kukla et al. (2002) überein, die gezeigt haben, dass der nördliche Nordatlantik sogar durch den Großteil des Substadiums 5d warm blieb.

Die Entwicklung der Dinozystenkonzentrationen in den verschiedenen bisher bearbeiteten Sedimentkernen des nördlichen Nordatlantiks ist sehr uneinheitlich und lässt sich nur bedingt mit der bisher bekannten paläozeanographischen Entwicklung in Einklang bringen (u.a. McManus et al. 1994, Fronval & Jansen 1997, Knudsen et al. 2002, Kandiano et al. 2004). So werden im Bereich des südlichen Reykjanes Rücken (Kerne 2014, 2015) Dinozysten insbesondere in den Substadien 5d und 5b festgestellt, während sie in den Substadien 5c und 5a nur sehr untergeordnet vorhanden sind (Abb. 31). In den Driftsedimenten südlich des Rockall Plateaus sind dagegen hohe Konzentrationen in den Substadien 5c und am Übergang 5b-5a vorhanden. Allerdings lässt der parallele Verlauf von Dinozystenkonzentration und Karbonatgehalt in Sedimentkern 2004 klar auf eine durch die Produktion bedingte Entwicklung schließen, die dann doch einen für den Nordatlantik typischen Verlauf aufweist (u.a. Ruddiman & McIntyre 1976, Aksu et al. 1992, Didié et al. 2002). Dagegen sind die Gemeinschaften in den zwei nördlicher gelegenen Kernen (2014, 2015) durch die Arten *O. centrocarpum*, sowie *B. tepikiense* (Substadien 5a und 5c) und *N. labyrinthus* (Substadien 5b und 5d) dominiert. Die parallelen, zeitgleichen Veränderungen in den Häufigkeiten, insbesondere der

beiden letztgenannten Arten, müssen durch Änderungen in den hydrographischen Bedingungen im Oberflächenwasser bedingt sein. Die größeren Häufigkeiten von *B. tepikiense* in den Substadien 5a und 5c deuten darauf hin, dass die Polarfront in der Nähe verläuft, während erhöhte Anteile von *N. labyrinthus* in den Substadien 5b und 5d auf eine zwar gute Nährstoffversorgung, aber auch geringeren Einfluss des Nordatlantikstroms auf die Kernlokationen hinweisen. Durch die geringe Probenauflösung können vielfach beschriebene kurzfristige Abkühlungsevents im Stadium 5 (u.a. McManus et al. 1994, Kukla et al. 2002) bisher nicht an erhöhten Anteilen polarer Dinozystenarten in den Gemeinschaften erkannt werden.

Im Europäischen Nordmeer sind die Dinozystenkonzentrationen im gesamten Zeitabschnitt nur gering (Abb. 31). Der Einstrom relativ warmer atlantischer Wassermassen muss während dieser Zeit deutlich reduziert, aber vorhanden gewesen sein, wodurch eine Ausbreitung von Dinozysten im Europäischen Nordmeer nur sehr eingeschränkt möglich war. Bereits ab Substadium 5d wird in vielen Kernen auch wieder IRD beobachtet (u.a. Bauch 1993, Knudsen et al. 2002). Gleichzeitig gehen die meisten subpolaren Planktonarten zurück und deuten auf eine verstärkte Abkühlung verbunden mit einer erhöhter Eisdrift hin. Die Oberflächenwassertemperaturen lagen nach Berechnungen anhand planktischer Foraminiferen um 4°C unter denen des Substadiums 5e (Kandiano et al. 2004). Allerdings lassen sich die ökologischen Bedingungen hier noch mithilfe der karbonatschaligen Planktonorganismen in einzelne Phasen untergliedern, die durch stark wechselnden Einstrom von warmem Oberflächenwasser aus dem Atlantik gekennzeichnet sind (u.a. Baumann 1990, Bauch 1993). Es gibt in diesem Zeitintervall hohe Gehalte an Coccolithophoriden (Gard 1986, Baumann 1990, Gard & Backman 1990) und an planktischen Foraminiferen (Kellogg 1976, Ramm 1988, Sejrup et al. 1995, Bauch 1997). Auch der nach dem interglazialen Maximum wärmste Abschnitt im Substadium 5a (86000 - 73000 J.v.h.), der vor allem durch extrem hohe Gehalte an Coccolithen bis in die Framstraße hinein charakterisiert wird (Gard 1987), ist in den Dinozystengemeinschaften nicht zu erkennen.

6.2 Dinozystengemeinschaften als Anzeiger palökologischer Veränderungen im Abschnitt von 73000 - 10000 J.v.h.

In diesem Zeitraum deuten sowohl hohe Gehalte an karbonatschaligen Mikrofossilien (u.a. Baumann 1990, Bauch 1993, McManus et al. 1998, Kandiano & Bauch 2003) als auch die hohen Dinozystenkonzentrationen auf die Ausbildung prägnanter Planktonblüten auf dem Rockall Plateau, während extrem niedrige Mikrofossilgehalte im gesamten Europäischen Nordmeer eine nur geringe Produktion dokumentieren. Dieses ist nicht verwunderlich, da die Oberflächenwassertemperaturen im Nordatlantik relativ warm waren und ein deutlicher meridionaler Temperaturgradient von bis zu ca. 10°C existierte (Veum et al. 1992, Sejrup et al. 1994, Koç et al. 1996). Somit stellt der Grönland-Schottland-Rücken nicht nur eine hydrographische, sondern vielmehr auch eine ökologische Barriere dar. Zudem ist die Ober-

flächenzirkulation im Europäischen Nordmeer für diesen Zeitraum durch einen stark eingeschränkten Zustrom aus dem Nordatlantik sowie eine ausgeprägte Instabilität gekennzeichnet (Bond et al. 1993, Weinelt 1993, Sarnthein et al. 1995, Rasmussen et al. 1997). Frühere Arbeiten (Kellogg 1976, Belanger 1982) nehmen für diesen Abschnitt eine drastisch reduzierte Produktivität an, die mit einer ganzjährigen Eisbedeckung verbunden war. Zumindest saisonal eisfreie Verhältnisse während dieses Zeitraumes werden hingegen neben den Dinozystengemeinschaften auch durch individuenarme Vorkommen planktischer Foraminiferen (Bauch 1993) sowie durch Karbonatverteilungen (Henrich 1998) angedeutet.

Im Nordatlantik herrschen dagegen relativ warme Bedingungen im Oberflächenwasser vor (Rasmussen et al. 2003), die nur durch episodische Sedimentationsereignisse unterbrochen wurden. Diese nahezu vollständig aus eistransportiertem Material bestehenden Sedimente werden als Heinrich-Lagen bezeichnet (Broecker et al. 1992, Abb. 32) und als Resultat von abgeschmolzenen Eisbergen gedeutet, die in großen Mengen vom laurentischen und grönländischen Eisschild losgebrochen sind und ihre "Fracht" bis zum Rockall Plateau und nach Portugal transportiert haben. Diese Ereignisse werden mit Schmelzwasserpulsen verknüpft (u.a. Broecker et al. 1992, Bond et al. 1993), die auch einen erheblichen Einfluss auf das Plankton gehabt haben müssen. Dieses ist bisher über die starke Abnahme in den Gehalten an planktischen Foraminiferen (Broecker et al. 1992, Bond et al. 1993, Abb. 32) und an Coccolithophoriden (Lackschewitz et al. 1998) belegt. Die deutlichen Wechsel in den Konzentrationen von *B. tepikiense* und *O. centrocarpum* (Kerne 23414, 23259, Abb. 32) sind trotz der relativ geringen Probenauflösung der hier vorgestellten Befunde realistisch, denn auch in anderen Kernen (z.B. Kern 2009, Eynaud 1999) werden derartige Fluktuationen beobachtet. Rückgänge in den Konzentrationen der beiden dominanten Arten *B. tepikiense* und *O. centrocarpum* während der Heinrich-Ereignisse H3, H4 und ansatzweise auch während H2 und H5 lassen sich mit den beschriebenen Veränderungen im Oberflächenwasser in Verbindung bringen. Für einen eindeutigen Nachweis reichen die vorliegenden Proben jedoch nicht aus. Eine Verknüpfung von Veränderungen in der Dinozystengemeinschaft (Maxima von *B. tepikiense*) mit Heinrich-Ereignissen wird aber auch von Eynaud (1999) und Eynaud et al. (2000) angenommen.

6.2.1 Dinozysten während instabiler hydrographischer Bedingungen (45000 bis 15000 J.v.h.)

Ein verstärkter Eintrag von eistransportiertem Material und geringe Temperaturen im Oberflächenwasser werden durch die in Kern 23259 zeitgleich vorkommende kalt-adaptierte Gattung *Brigantedinium* spp. und die erhöhten Anteile von umgelagerten, stratigraphisch älteren Dinozysten angedeutet (Abb. 33). Zusammen mit Vorkommen der Süßwasseralge *Pediastrum* spp. belegen sie zudem eine erhöhte Schmelzwasserzufuhr, die auch aus den Sauerstoffisotopenuntersuchungen dieses Kerns abgeleitet wurden (Abb. 33, Weinelt 1993). Eine Korrelation der Häufigkeitsmaxima von *Pediastrum* spp. mit leichten Sauerstoffisoto-

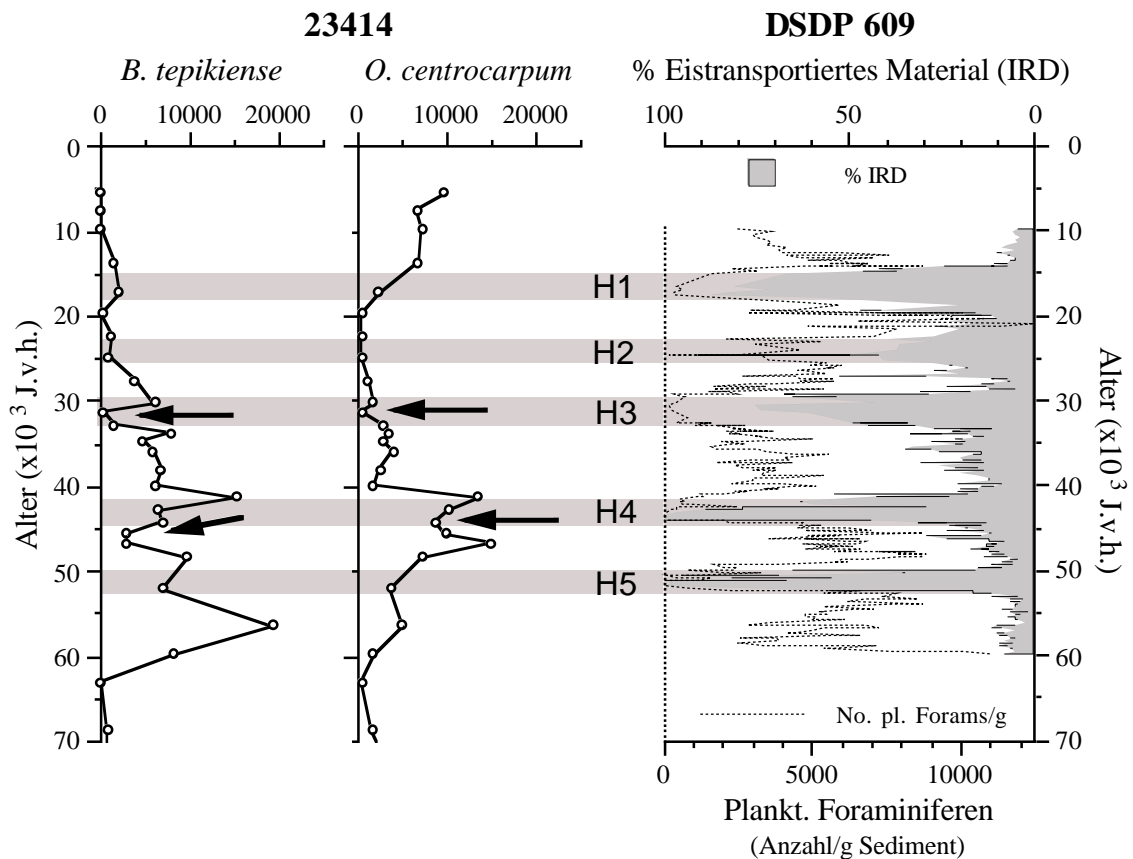


Abb. 32: Vergleich der Konzentrationen von *B. tepikiense* und *O. centrocarpum* in Kern 23414 mit % IRD-Anteilen und Gehalten planktischer Foraminiferen in DSDP-Bohrung 609 (aus Broecker et al. 1992). Die Alter für DSDP 609 entstammen aus Bond et al. (1992, 1993) und sind, wie in Kap. 2.5 beschrieben, umgerechnet worden. Die Heinrich-Lagen (H1-H6) sind schraffiert eingezeichnet. Obwohl die Probenauflösung in Kern 23414 nur einen groben Vergleich erlaubt, ist eine Abnahme der Konzentrationen von *B. tepikiense* und *O. centrocarpum*, während der Heinrich-Ereignisse H3, H4 zu erkennen. Ähnliches wurde auch in anderen Kernen (z.B. Kern 2009, Eynaud 1999) festgestellt.

penwerten hat auch schon Matthiessen (1991) beobachtet. Wahrscheinlich ist auch der drastische Rückgang in den Häufigkeiten von *B. tepikiense* (Abb. 33) durch diese Schmelzwasserpulse und die damit verbundenen extremen Salzgehaltsreduktionen zu erklären.

Für diese vor allem zwischen 45000 und 25000 J.v.h. und während der letzten Termination auftretenden relativ instabilen paläozanographischen Verhältnisse ist im Extremfall sogar eine Umkehr der Oberflächenströmung und ein ästuarines Zirkulationssystem zwischen Nordmeer und Nordatlantik angenommen worden (Weinelt 1993). Dieses Szenario lässt sich aus den vorhandenen Daten jedoch nicht ableiten, während umgekehrt aber das für das Stadium 3 und für die Termination I postulierte, immer wieder weit in das Europäische Nordmeer eindringende salzreiche atlantische Wasser (u.a. Weinelt et al. 1991, Sarthein et al. 1992) sehr gut mit den beschriebenen Resultaten der Dinozystengemeinschaften in Einklang steht. Diese belegen in Kern 2010 klar den Einfluss der Nordatlantikdrift, während

23259 - Barentsschelf-Kontinentalhang

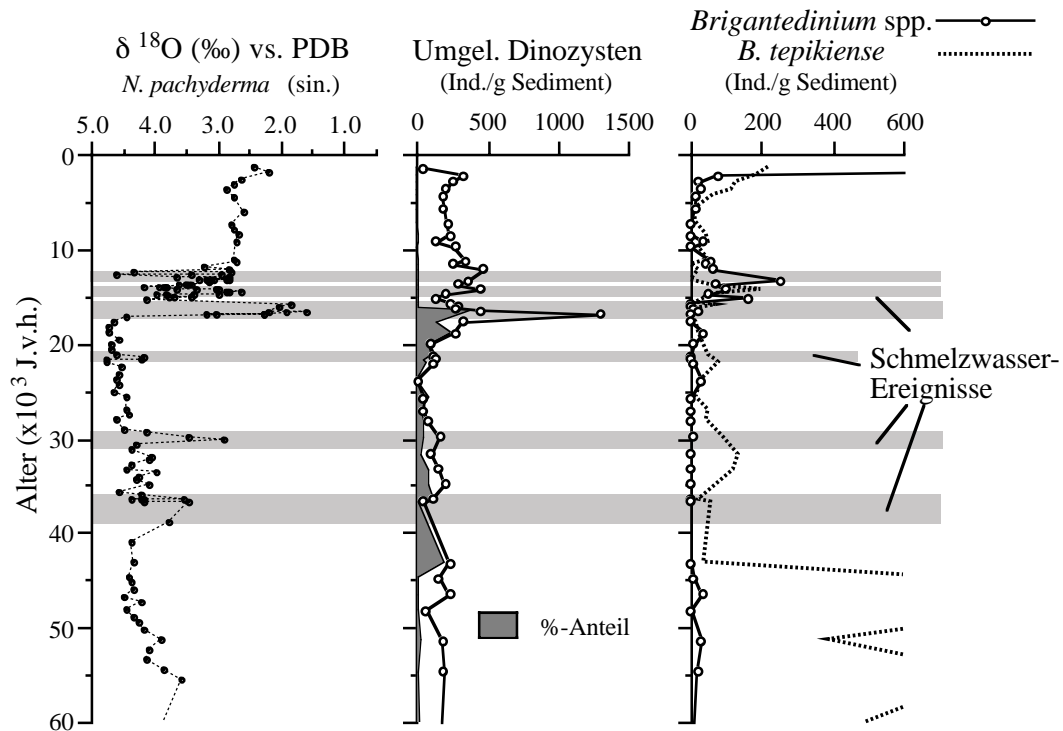


Abb. 33: Stabile Sauerstoffisotopendaten (aus Weinelt 1993), Konzentrationen umgelagerter, stratigraphisch älterer Dinozysten, sowie von *Brigantedinium* spp. und *B. tepikiense* dargestellt gegen das Alter. Die aus den leichten Isotopendaten abgeleiteten Schmelzwasserereignisse sind schraffiert dargestellt. Es zeigt sich, dass insbesondere während der Ereignisse zwischen ca. 17200 und 12300 J.v.h. erhöhte Gehalte umgelagerter Dinozysten und *Brigantedinium* spp. auftreten.

die Gemeinschaften in Kern 2009 einem stärkeren Einfluss arktischer Wassermassen unterliegen (Eynaud et al. 2002).

Die Bedingungen im letzten glazialen Maximum sollen nach Radiolariendaten auf dem Rockall Plateau vergleichbar mit den Bedingungen in der heutigen Grönlandsee sein (Schröder-Ritzrau 1995). Nach Dinozystendaten gibt es aber zumindest gewisse Unterschiede, denn *B. tepikiense* macht in diesem Abschnitt auf dem Rockall Plateau einen deutlichen Anteil an der Gemeinschaft aus, kommt rezent aber nicht in der Grönlandsee vor. Das wird auch durch Untersuchungen von de Vernal et al. (2005) bestätigt, die in der Arktis und in subarktischen Wassermassen kein rezent Analogon für die großen Häufigkeiten von *B. tepikiense* in den Dinozystengemeinschaften des letzten glazialen Maximums gefunden haben. Ökologische Veränderungen durch das Abschmelzen der Eisschilde, Fluktuationen des Salzgehaltes und Meeresspiegelanstieg dürften die Gemeinschaften deutlich beeinflusst haben; derartige Verhältnisse fehlen heute.

Der Anstieg der Zystenkonzentrationen nach dem glazialen Maximum beginnt dann auf dem Rockall Plateau ab etwa 18000 J.v.h., während sich im Europäischen Nordmeer ein

erster Anstieg der absoluten Zystenkonzentrationen erst am Übergang vom Spätglazial zum Holozän zeigt. Nach Harland (1994) ist die spätglaziale Gemeinschaft durch eine geringe Diversität bei kalten Bedingungen und einem geringen Einfluss der Nordatlantikdrift, gekennzeichnet. Dabei ist die Zusammensetzung der Gemeinschaften sehr variabel, was auf sehr schnelle und auch kleinräumige Wechsel in den Umweltbedingungen hindeutet. Insgesamt wird die individuenarme Gemeinschaft des Spätglazials jedoch von *B. tepikiense* und *Spiniferites*-Arten (*S. elongatus* s.l.) charakterisiert, die einerseits noch auf einen verstärkten Einfluss von Schmelzwasser aber auch schon auf einen zunehmenden Einstrom von wärmeren Oberflächenwassermassen hindeuten. Das Frontensystem lag während der Abschmelzphase weiter östlich als heute, was man am deutlichen Temperaturgradienten erkennen kann (Klitgaard-Kristensen et al. 1998). Umgelagerte Coccolithen und Dinozysten in spätglazialen Ablagerungen bestätigen den Einfluss der Abschmelzphasen um 13600 und ca. 12300 J.v.h (Baumann & Matthiessen 1992) auf den Lateraltransport in die Becken. Mit dem einsetzenden Abschmelzen wird die Gemeinschaft diverser und auch die Zystenkonzentration steigt an (Harland 1994). In der Jüngeren Dryas verschlechtern sich die Bedingungen erneut, bevor sich mit dem Einsetzen des Holozäns ein deutlicher Wechsel vollzieht. Abschnitte wie Jüngere Dryas, Bölling/Alleröd und der Übergang zum Holozän sind an den untersuchten Kernen nicht erfasst, da die zeitliche Auflösung nicht ausreicht. Es ist aber prinzipiell möglich mit Dinozysten diese Abschnitte aufzulösen (z.B. Howe et al. 1998, Rochon et al. 1998)

Die besonders in den Kernen aus der Norwegensee beobachteten hohen Anteile von *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* bringen den zunehmenden Einstrom von wärmeren Oberflächenwassermassen aus dem Atlantik zum Ausdruck. Die Zystenkonzentrationen gehen parallel zum Einfluss der Nordatlantikdrift in nordwestlicher Richtung zurück. In der westlichen Islandsee beeinflusste zudem am Ende der Termination I_A ein vom zentralen und östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres unabhängiger Einstrom atlantischen Wassers durch die Dänemarkstrasse die regionale Hydrographie (Bauch 1993). Vermutlich dehnte sich der Irmingerstrom, bedingt durch einen nur sehr untergeordnet ausgebildeten Ostgrönlandstrom, nach Norden aus (u.a. Molina-Cruz 1991). Auch der nördliche Islandschelf war vor 13000 J.v.h. durch einen starken Einstrom relativ warmen atlantischen Wassers mit hohem Salzgehalt gekennzeichnet (Eiríksson et al. 2000). Einige der dann vorkommenden, relativ warme Bedingungen anzeigenden, benthischen Foraminiferenarten kommen danach selbst im holozänen Klimaoptimum nicht wieder vor. Die Zusammensetzung der Gemeinschaften der planktischen Foraminiferen zu dieser Zeit indiziert eine stärkere Beeinflussung der Oberflächenwassermassen vom kalten Ostgrönlandstrom und die Stratifizierung der Wassermassen. Nach Matthiessen & Baumann (1997) fand die Erwärmung des Oberflächenwassers zwischen 13000-12000 J.v.h. statt.

6.2.2 Das Auftreten von *Bitectatodinium tepikiense*

In den Stadien 4 und 3 vollzieht sich im gesamten Nordatlantik der Wechsel zu Gemeinschaften, die von *B. tepikiense* dominiert werden. Sie wird auch noch vor Portugal in vergleichbar hohen Anteilen festgestellt (Abb. 34, Zippi 1992) und erreicht in Sedimenten der Labradorsee ebenfalls relativ große Häufigkeiten (Aksu et al. 1992). Auch Eynaud et al. (2002) weisen *B. tepikiense* als wichtigen Bestandteil der Gemeinschaft in Stadium 3 nach. Die Bedeutung innerhalb der Gemeinschaft lässt sich allerdings aktualistisch nur sehr schwer fassen, da *B. tepikiense* rezent nur unter speziellen Umweltbedingungen vorkommt (z.B. Mudie 1992). Dale (1996) hat Häufigkeitsmaxima von *B. tepikiense* mit der Vermischung von kälteren brackischen mit wärmeren Wassermassen assoziiert, die möglicherweise durch Schmelzwasserereignisse hervorgerufen wurden (de Vernal & Hillaire-Marcel 1987, Hillaire-Marcel & de Vernal 1989). Die Temperatur unterliegt dabei einer großen saisonalen Amplitude von bis zu 15°C und die Salzgehalte sind mit Werten von 30-32 niedrig (de Vernal et al. 2005).

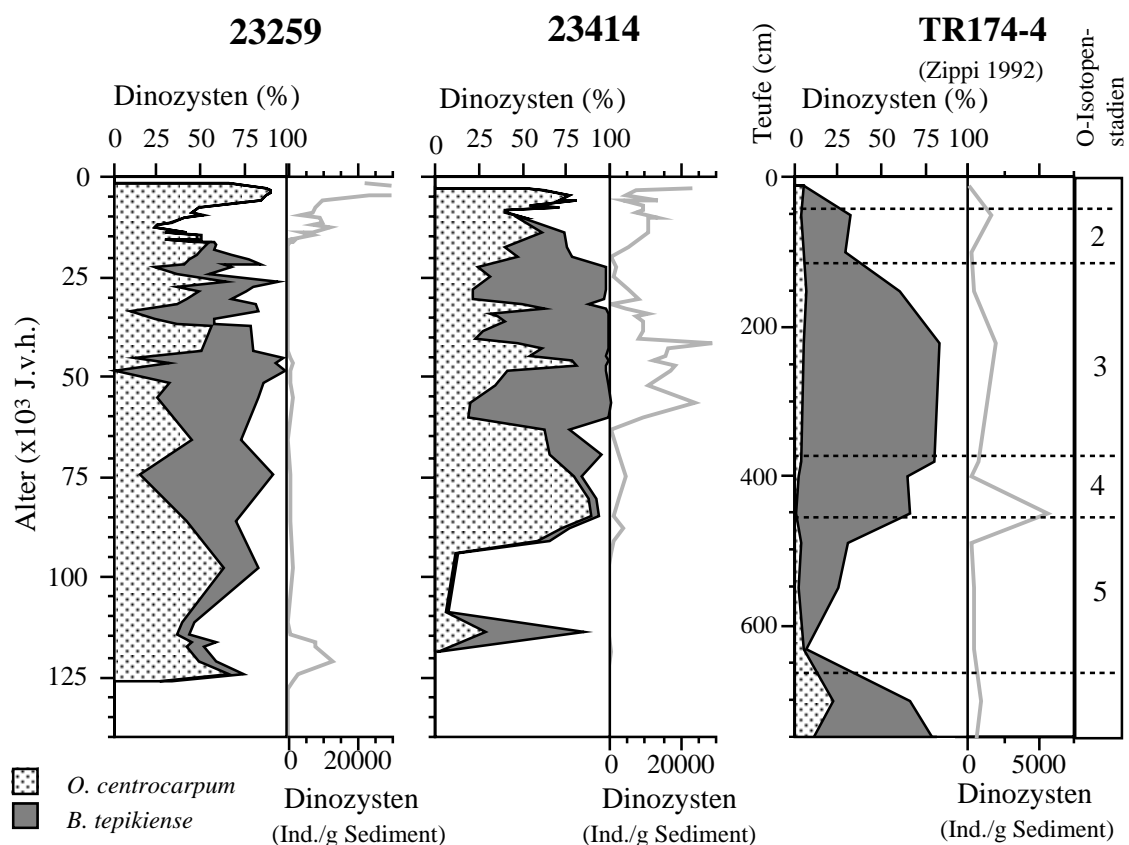


Abb. 34: Relative Anteile von *O. centrocarpum* und *B. tepikiense* sowie Konzentrationen von Dinozysten in den Kernen 23259, 23414 und TR 174-4 (38°49'N, 11°48'W, Zippi 1992). *B. tepikiense* dominiert in den Isotopenstadien 4-2 (73.000 - 18.000 J.v.h.), nimmt nach Süden in den Anteilen zu und weist zumindest in den nördlichen Kernen gegenläufige Häufigkeiten zu *O. centrocarpum* auf.

Trotzdem sind vor allem die hohen Konzentrationen, mit denen *B. tepikiense* im Nordatlantik (Abb. 34) auftritt, bisher nur schwer zu erklären. Die größte Ähnlichkeit besteht zu küstennahen Gemeinschaften der kühl-temperaten Domäne (de Vernal et al. 2005). Auf dem Rockall Plateau werden die maximalen Gehalte im Zeitintervall von ca. 60000 bis 40000 J.v.h. festgestellt, bei Temperaturen des Oberflächenwassers um 10°C (Kandiano et al. 2004). Ihr übereinstimmendes relatives Vorkommen in den Sedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres lässt einen zumindest saisonalen Transport von Oberflächenwasser aus Süden bis in den Bereich des Barentsschelf-Kontinentalhangs während des Glazials annehmen. Die deutlich verschiedenen absoluten Konzentrationen belegen aber zugleich, dass es sich dabei um einen stark limitierten, eventuell ausschließlich auf die Sommermonate beschränkten Einstrom aus dem Nordatlantik gehandelt haben muss.

6.3 Dinozystengemeinschaften als Anzeiger palökologischer Veränderungen und paläozeographischer Ereignisse im Holozän

Obwohl über die geographische Verbreitung von kalkigen und kieseligen Mikrofossilien im Holozän aus dem Europäischen Nordmeer relativ viele Untersuchungen vorliegen, sind diese bisher meist auf einzelne Regionen beschränkt (z.B. Hald & Aspeli 1997) oder es sind bisher nur wenige einzelne Kernprofile aus unterschiedlichen Regionen miteinander verglichen worden (u.a. Koç et al. 1993, Bauch & Weinelt 1997). Auch Dinozysten sind bisher ausschließlich für Paläoumweltrekonstruktionen einzelner Teile des Beckens genutzt worden (u.a. Baumann & Matthiessen 1992, Matthiessen & Baumann 1997, Solignac et al. 2006). Deshalb sollen an dieser Stelle die Gemeinschaften über das gesamte Becken dargestellt und interpretiert werden. Neben der Beschreibung einzelner Zeitabschnitte werden ausgewählte Zeitscheiben (9000, 6000 und 3000 J.v.h.) dargestellt, um Unterschiede und Veränderungen in den Gemeinschaften für die verschiedenen Bereiche des Europäischen Nordmeeres zu verdeutlichen. Die Zeitscheiben wurden gewählt, um eine Vergleichbarkeit mit anderen Untersuchungen (u.a. Koç et al. 1993) zu ermöglichen. Insgesamt zeigen Rekonstruktionen der Oberflächenwassertemperaturen (SST), dass das holozäne Klima des Europäischen Nordmeeres durch eine frühe Erwärmung und einen anschließenden langsamen Rückgang der Temperaturen bis zur Gegenwart charakterisiert ist (Bauch et al. 2001, Klitgaard-Kristensen et al. 2001, Jennings et al. 2002, Andersen et al. 2004a). Auch aus den eigenen Temperaturrekonstruktionen sowie den Faktorengemeinschaften lässt sich dieser Trend ableiten (siehe Kap. 6.4). Das Temperaturoptimum folgt damit ca. 2000 Jahre auf das Insolationsmaximum vor 11000-9000 J.v.h. (Koç & Jansen 2002, Kaplan & Wolfe 2006).

Das frühe Holozän

Die Entwicklung der Temperatur an der Meeresoberfläche verläuft im frühen Holozän generell parallel zur abnehmenden Insolation der nördlichen Hemisphäre. Als Hauptantrieb

für kurzfristige Klimaschwankungen werden dann Veränderungen in der Stärke der thermohalinen Zirkulation angenommen (Koç Karpuz & Jansen 1992, Koç & Jansen 2002). Es gibt allerdings räumliche und zeitliche Abweichungen in den Temperaturschwankungen (Andersen et al. 2004b). Der ab ca. 10000 J.v.h. beobachtete kontinuierliche Anstieg der Dinozystenkonzentrationen (siehe Abb. 11) mit einer gleichzeitig deutlich veränderten Zusammensetzung der Gemeinschaften lässt auf eine starke Veränderung in den Oberflächenwassermassen schließen. So verschwindet *B. tepikiense* als Anzeiger für Schmelzwasser und stratifizierte Wassermassen, während die stark zunehmenden Häufigkeiten von *I. pallidum* auf zwar noch kühlere Temperaturen, aber schon offen-ozeanische Bedingungen hinweisen. Harland (1988) hat auch in der Nordsee in demselben Zeitintervall den Rückgang von *B. tepikiense* dominierten Gemeinschaften beobachtet und dieses als ein Signal für den nordwärtigen Rückzug der Polarfront gedeutet. Ähnliche Veränderungen in den hydrographischen Bedingungen sind auch mithilfe anderer Mikrofossilgruppen rekonstruiert worden. Die Eisbedeckung und die ozeanographischen Fronten wanderten nordwestlich in eine Position im zentralen Europäischen Nordmeer und die Temperatur im Ostteil stieg rapide an (Koç et al. 1993). Der zunehmende Einstrom relativ warmer, atlantischer Wassermassen soll nach Diatomeenuntersuchungen sogar einen Temperaturanstieg von 7 bis 9°C innerhalb von 50 Jahren zur Folge haben (Koç & Jansen 2002). Parallel dazu haben sich in der Barentssee Bedingungen im Oberflächenwasser etabliert, die vergleichbar zu den heutigen Verhältnissen sind (Hald et al. 1991). Relativ warmes Oberflächenwasser erreicht ab ca. 9500 J.v.h. sogar wieder die Framstraße (Salvigsen et al. 1992). Solch ein drastischer Wechsel in den klimatischen Bedingungen lässt sich aber mit Dinozysten nicht rekonstruieren, möglicherweise da die Auflösung in diesem Bereich zu gering ist. Darüber hinaus ist eine genaue Temperaturrekonstruktion im Bereich der Termination I schwierig, da moderne Analoge für Gemeinschaften mit großen Anteilen an *B. tepikiense* fehlen (de Vernal et al. 2005).

Zeitscheibe 9000 J.v.h.

Obwohl die Dinozystenkonzentrationen im gesamten Europäischen Nordmeer um ca. 9000 J.v.h. gering sind, zeigt die Zusammensetzung der Gemeinschaften schon einen verstärkten Einfluss von atlantischem Oberflächenwasser an (Abb. 35). Insbesondere *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* weisen auf den zunehmenden Einstrom wärmerer Oberflächenwassermassen ins östliche Europäische Nordmeer hin. Dabei sind die Häufigkeiten von *N. labyrinthus* oft höher als die von *O. centrocarpum*. Möglicherweise war durch die andere geographische Lage der Fronten und den Eintrag von Schmelzwasser der Nährstoffeintrag erhöht und somit *N. labyrinthus* begünstigt. Andererseits waren die ökologischen Bedingungen noch nicht optimal, so dass *O. centrocarpum* mit ihrer im Vergleich zu anderen Arten effektiveren Zystenproduktion (Dale 1996) zu dieser Zeit die Gemeinschaften noch nicht dominieren konnte. Im Bereich der Island- und Grönlandsee werden offen-ozeanische Bedingungen mit kalten

Oberflächenwassermassen durch *I. pallidum* indiziert. Dabei fallen insbesondere die geringeren Anteile von *N. labyrinthus* bei gleichzeitig höheren Gehalten von *O. centrocarpum* in Kern 0010 nördlich von Island auf (Abb. 35). Diese Gemeinschaften stimmen gut mit denen aus der Labradorsee überein (Rochon & de Vernal 1994) und deuten darauf hin, dass dieser Bereich einem stärkeren Einfluss durch den Irmingerstrom unterliegt. Die rekonstruierten Temperaturen liegen hier auch etwas über denen der anderen Kerne aus der Island- und Grönlandsee. Auch die rekonstruierte geringere Eisbedeckung deutet auf einen stärkeren Einfluss des Irmingerstromes hin. Ein verstärkter Einfluss arktischer Wassermassen in östlicher Richtung bis in die Norwegensee ist durch höhere Anteile von *I. pallidum* belegt (Kern 23411, Abb. 35). Diese Feststellung deckt sich mit der aus der Transferfunktion ermittelten Eisbe-

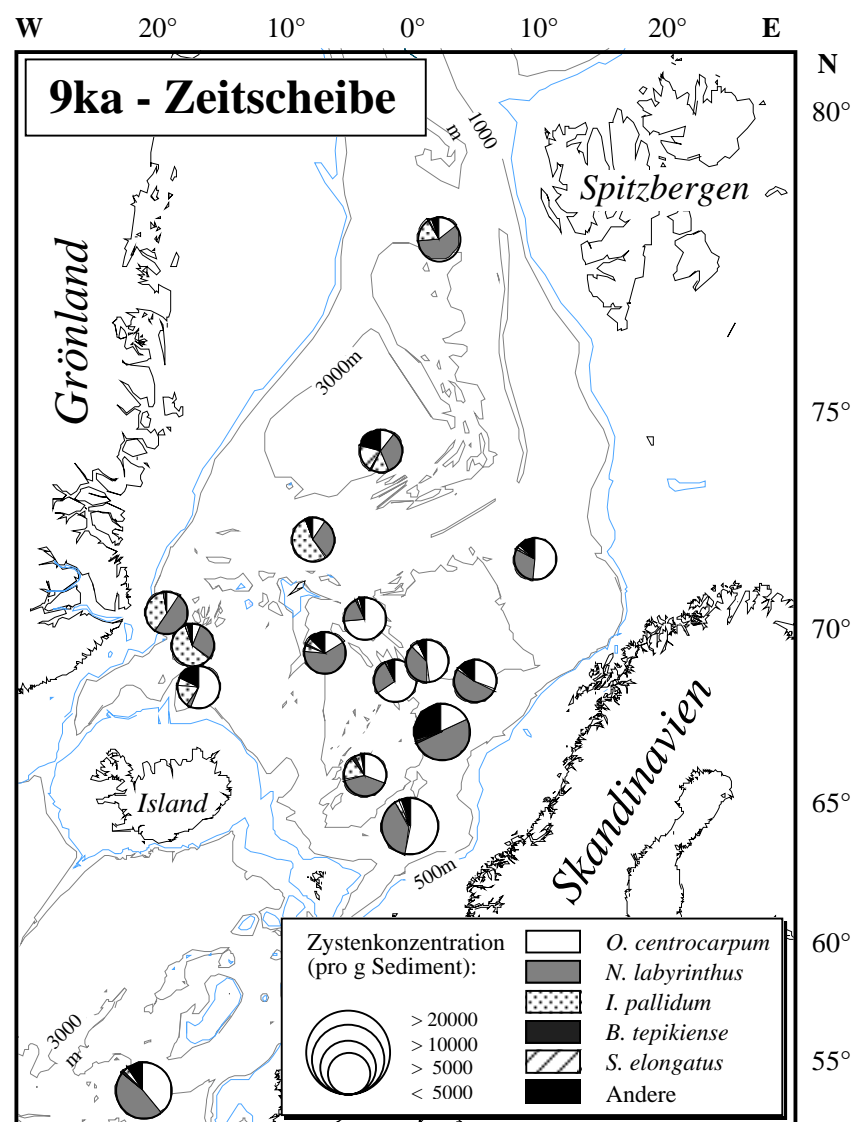


Abb. 35: Vorkommen und Verbreitung von Dinozysten im frühen Holozän vor ca. 9000 J.v.h. (9500 - 8500 J.v.h.). Neben den durchgehend geringen Konzentrationen fällt vor allem der Wechsel von hohen *O. centrocarpum*-Anteilen in der östlichen Norwegensee zu großen Häufigkeiten von *I. pallidum* in der Island- und Grönlandsee auf.

deckung in diesem Bereich. Zudem wird diese noch relativ starke südöstliche Ausdehnung arktischer Wassermassen östlich von Island auch durch die Radiolarien- und kalkigen Planktongemeinschaften bestätigt (Schröder-Ritzrau 1995, Andruseit 1995, Jensen 1998). Die Arktisfront muss danach im Sommer östlich ihrer heutigen Position gelegen haben und lässt einen starken hydrographischen Gradienten im Oberflächenwasser der Norwegensee annehmen. Das deckt sich allerdings nicht mit den Rekonstruktionen von Koç et al. (1993), die hier bereits eine atlantische Domäne postulieren, sich aber in dem besagten Bereich auf keinerlei Daten stützen können.

In der Grönlandsee (Kern 23400) stellt das Vorkommen von Dinozysten und Coccolithen die von Koç et al. (1993) angenommene permanente Meereisbedeckung in Frage (Matthiessen & Baumann 1997). Auch das Fehlen runder brauner protoperidinioider Zysten spricht dagegen. Da heterotrophe Arten als Indikatoren für Meereisbedeckung dienen (Solignac et al. 2004), müssten diese Formen dann häufiger sein. Schließlich deutet das Vorkommen planktischer Foraminiferen ebenfalls auf zumindest saisonal eisfreie Bedingungen (Klitgaard-Kristensen et al. 1998). Und auch die Rekonstruktion der Meereisbedeckung anhand von Dinozysten für die Kerne 1900 und 23400 ergibt eine deutlich geringere Eisbedeckung, so dass das Fehlen von Diatomeen auf andere Faktoren (z.B. Opallösung) zurückzuführen ist. Zu dieser Zeit soll die Polarfront nach Diatomeendaten weit im zentralen Bereich des Beckens gelegen haben (Koç & Jansen 2002). Jedoch zeigt das Vorkommen von *I. pallidum* in Kern 1243 aus der Norwegensee den Einfluss kälterer, arktischer Wassermassen und nicht eine Ausdehnung der polaren Domäne an (Abb. 35). Veränderungen im Anteil von dieser Art und Schwankungen im Temperaturverlauf des Kerns könnten auf Veränderungen in der Lage der Arktisfront beruhen.

Der Abschnitt 9000 J.v.h. – 6000 J.v.h.

Im Zeitraum von 9000 J.v.h. bis ca. 6000-7000 J.v.h. lässt sich ein allmählich zunehmender Einfluss von atlantischem Oberflächenwasser im östlichen Europäischen Nordmeer rekonstruieren. Parallel dazu schmolzen die letzten isolierten Reste des norwegischen Eisschildes endgültig ab (Nesje & Dahl 1993). Die Dinozystengemeinschaft wird vor ca. 7500 J.v.h. hauptsächlich durch *N. labyrinthus* in der Norwegensee bzw. durch *N. labyrinthus* und *I. pallidum* in der Island- und Grönlandsee bestimmt. Diese Arten deuten darauf hin, dass die Bedingungen in den Wassermassen (Nährstoffeintrag, physikalische Parameter) noch kurzfristig schwankten. Der Barentsschelfhang unterlag einem größeren Einfluss von Schelfwasser (Kern 23259, siehe Abb. 33), was durch größere Häufigkeiten der Zysten von *P. dalei* belegt wird. Die insgesamt nur äußerst geringen Anteile der polaren Arten *I. minutum* s.l. und *Brigantedinium* spp. zeigen aber auch, dass die Polarfront nahezu unverändert westlich in der Grönlandsee lag und der Einfluss polarer Wassermassen nur gering war.

Die allmählich ansteigenden relativen Häufigkeiten von *O. centrocarpum* lassen eine

zunehmende Verstärkung des Norwegenstromes im Europäischen Nordmeer erkennen. Der Einstrom relativ warmen Oberflächenwassers aus dem Nordatlantik bleibt allerdings noch auf einen schmalen Bereich im östlichen Europäischen Nordmeer beschränkt. Belegt wird dieser durch das frühholozäne Maximum von *I. pallidum*, die relativ niedrigen Oberflächenwassertemperaturen (siehe Kap. 6.4) und die erhöhte Eisbedeckung auf dem Aegir Rücken (Kern 23411), die für diesen Abschnitt noch einen deutlichen Einfluss arktischer Wassermassen an dieser Position anzeigen. Auch Foraminiferendaten belegen eine Verschiebung der Arktisfront in östlicher Richtung (Jensen 1998). Insgesamt passen diese Beobachtungen damit sehr gut zu Untersuchungen von Humlum & Christiansen (1999), die im Bereich der Faeroer Inseln einen zeitweisen Einfluss von kalten Wassermassen aus Nordwesten rekonstruiert haben.

In diesen Zeitabschnitt fällt das in vielen Arbeiten beschriebene holozäne Temperatur-optimum (u.a. Mangerud et al. 1974, Stuiver et al. 1998, Eiríksson et al. 2000, Andersen et al. 2004b). Es dauert in dem von atlantischem Wasser beeinflussten Bereich von 9500-6500 J.v.h. und unter dem Einfluss des Ostgrönlandstroms von 8500-6500 J.v.h. an (Andersen et al. 2004b). In der nördlichen Barentssee erreichte der Einfluss von atlantischem Wasser sein Maximum zwischen 7800 und 6800 J.v.h. (Duplessy et al. 2001). Dieses zeittransgressive Einsetzen des Temperaturoptimums wird durch den verschiedenen starken Einfluss von Meereis und Schmelzwasser in den unterschiedlichen Regionen des Europäischen Nordmeers erklärt (Andersen et al. 2004b, Ran et al. 2006).

Insgesamt deuten die Gemeinschaften in den Kernen aus der Islandsee auf relativ komplexe hydrographische Bedingungen und die Bildung verschiedener ozeanographischer Fronten in diesem Gebiet hin (u.a. Eiríksson et al. 2000). Dieses wird auch durch Untersuchungen von Castañeda et al. (2004) bestätigt, die im Verlauf des Holozäns deutliche Variationen im Einfluss des nordisländischen Irmingerstromes aufgezeigt haben. In der Islandsee (Kern 1842) erreicht *O. centrocarpum* schnell größere Häufigkeiten. Ähnlich wie von Boessenkool et al. (2001) vermuten, scheint die Art mit dem Irmingerstrom als Ausläufer der Nordatlantikdrift in die Region zu gelangen. Andererseits kann man durch die hohen Gehalte von *N. labyrinthus* auf den Einfluss von Oberflächenwasser aus der Labradorsee schließen (Rochon & de Vernal 1994). *I. pallidum* deutet schließlich das Vorhandensein arktischer Wassermassen an. So kann die unterschiedliche Entwicklung der Dinozystengemeinschaften in den eng beieinander liegenden Kernen durch das Zusammentreffen der verschiedenen Wassermassen in diesem Gebiet erklärt werden.

Nach 6500 J.v.h. lässt ein deutlicher Wechsel in der Zusammensetzung der Diatomeengemeinschaften auf geringere Temperaturen im späten Holozän schließen (Koç et al. 1993, Kohly 1994). Derartige Veränderungen rekonstruieren auch Solignac et al. (2004) mithilfe von stabilen Sauerstoffisotopen an planktischen Foraminiferen und anhand von Dinozystengemeinschaften. An den hier bearbeiteten Kernen zeigen sich in den Temperaturrekonstruktionen keine so drastischen Wechsel. Allerdings findet auch in den hier bearbei-

teten Gemeinschaften ein sehr charakteristischer, markanter Wechsel in den Häufigkeiten von *N. labyrinthus* und *O. centrocarpum* statt, mit dem zumeist ein weiterer, drastischer Anstieg der absoluten Zystenkonzentrationen einher geht. Diese Veränderungen markieren das Einsetzen des rezenten Zirkulationssystems. In der Norwegensee dominiert *O. centrocarpum* ab ca. 7000 J.v.h., während sowohl in der Islandsee als auch in der Grönlandsee die endemische Art *I. pallidum* weiterhin in großen Häufigkeiten festgestellt wird und zeigt, dass der Einfluss atlantischer Wassermassen weiterhin geringer ist. Die heutigen Bedingungen am ostgrönländischen Kontinentalschelf haben sich am Ende der Termination Ib, ca. 6400-6800 J.v.h. eingestellt (Matthiessen & Baumann 1997).

Auch in den anderen Mikrofossilgruppen nimmt mit dem Beginn des späten Holozäns der Anteil von Arten zu, z.B. der Diatomee *Corocalyptra craspedota* und der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi*, die auch noch in rezenten Gemeinschaften dominant sind. In keiner der bisher bearbeiteten Mikrofossilgruppen werden nach diesem Wechsel noch einschneidende Veränderungen beobachtet.

Zeitscheibe 6000 J.v.h.

Die vorhandenen Daten für 6000 J.v.h. belegen, dass die Schmelzwasserzufuhr beendet (u.a. Fairbanks 1989, Baumann & Matthiessen 1992) und der Norwegenstrom mit seinen modernen ozeanographischen und ökologischen Verhältnissen vollständig etabliert ist (Abb. 36). Auch der Norwegische Küstenstrom (Thiede 1985, Matthiessen 1991) hat sich etwa in diesem Zeitbereich etabliert. Die Dinozystengemeinschaften spiegeln somit bereits die modernen hydrographischen Bedingungen wider. Die Zystenkonzentrationen haben sich räumlich stark differenziert entwickelt und werden durch hohe Konzentrationen im Bereich des Norwegenstromes geprägt. In der südlichen Islandsee (Kern 0010) legen höhere Zystenkonzentrationen für diesen Abschnitt einen deutlich erhöhten Schelfeinfluss nahe (Abb. 36). Zudem ist die Diversität der Gemeinschaften unter dem Norwegenstrom höher als in der Grönlandsee, was ebenfalls für die Gemeinschaften aller anderen planktischen Mikro- und Nannofossilgruppen gilt. Selbst die Zusammensetzung in den Kernen der zentralen Grönlandsee bleibt sehr stabil und lässt auf gleichbleibende Bedingungen im Oberflächenwasser schließen. Dabei belegen die hohen Anteile von *I. pallidum* (Abb. 36), dass die Kernpositionen sich innerhalb der arktischen Domäne befinden und die Arktisfront östlich davon liegt. In der Norwegensee ist *O. centrocarpum* die beherrschende Art der Gemeinschaften und zeigt den deutlichen Einfluss des Nordatlantikstroms an. Weiterhin sind *N. labyrinthus* und „andere Dinozysten“ in diesem Abschnitt von Bedeutung (Abb. 36). In der Islandsee liegen die Kerne weiter im Einflussbereich verschiedener Strömungssysteme und die Gemeinschaften werden von atlantischem Wasser und dem Irmingerstrom beeinflusst, so dass es in diesem Bereich im weiteren Verlauf des Holozäns noch deutliche Veränderungen in den Gemeinschaften gibt.

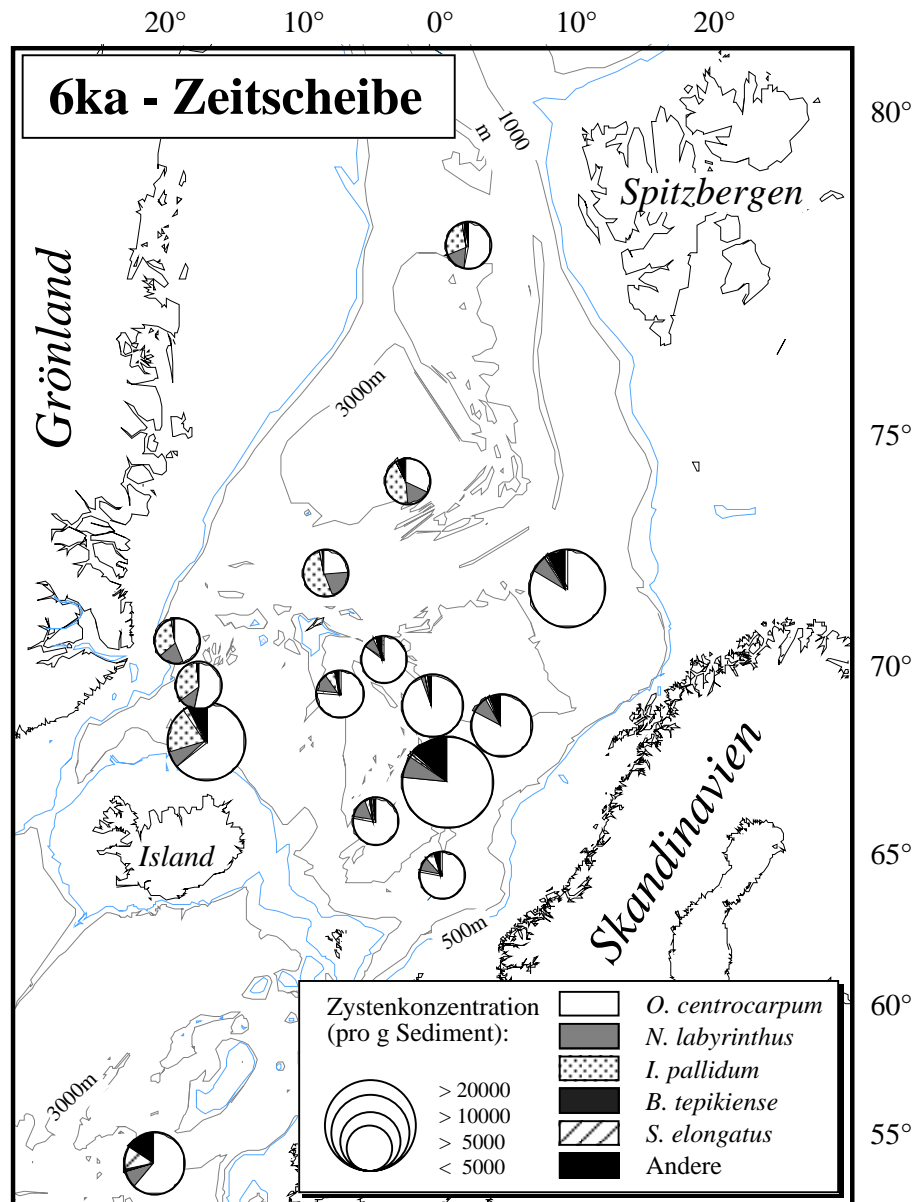


Abb. 36: Vorkommen und Verbreitung von Dinozysten im mittleren Holozän vor ca. 6.000 J.v.h.. Es werden deutlich erhöhte Konzentrationen und vor allem hohe Anteile von *O. centrocarpum* in der östlichen Norwegensee festgestellt. Die individuenarmen Gemeinschaften der Island- und Grönlandsee sind jedoch weiterhin von *I. pallidum* dominiert.

Der Abschnitt 6000 J.v.h. – 3000 J.v.h.

Die Zusammensetzung der Gemeinschaften dokumentiert für dieses Zeitintervall kaum Änderungen und es werden durchgehend ähnliche ökologische Verhältnisse wie heute im Europäischen Nordmeer angenommen. Auch andere Untersuchungen (Grøsfjeld et al. 1999) gehen für diesen Abschnitt von relativ stabilen Bedingungen aus. Coccolithen zeigen eine Konsolidierung der Gemeinschaften ab ca. 6000 J.v.h. an und es werden dann nur noch geringe Veränderungen in der Artenzusammensetzung beobachtet (Andruleit 1995, Andruleit & Baumann 1998). Zwischen 6000 und 5000 J.v.h. vollzieht sich in den Diatomeengemeinschaften ein

Dominanzwechsel von warmadaptierten zu kaltadaptierten Arten, der das Ende des holozänen Klimaoptimums verdeutlicht (Kohly 1994). Der Einfluss der atlantischen Wassermassen wird geringer und kältere, arktische Wassermassen breiten sich aus (Koç et al. 1993). Im Islandbecken steigt der Anteil heterotropher Dinozystenarten im späten Holozän an, so dass auch Solignac et al. (2004) einen Temperaturrückgang annehmen. An den hier erhobenen Dinozystendaten ist dieser Trend erst im jüngsten Holozän zu erkennen. Im Bereich des Nordislandschelfes blieb das generelle Strömungsmuster bestehen, allerdings variierte die Stärke des warmen Irmingerstromes und des kalten Ostgrönland- und Ostislandstromes (Jiang et al. 2002).

Zeitscheibe 3000 J.v.h.

In den Kernen des östlichen Europäischen Nordmeeres wird eine noch deutlichere Dominanz von *O. centrocarpum* festgestellt und auch die Zystenkonzentrationen sind insgesamt noch weiter angestiegen (Abb. 37). Andere Arten kommen dagegen nur in geringen Anteilen vor und sind nur von untergeordneter Bedeutung. Insgesamt kann man von einer weiteren Stabilisierung der ozeanographischen Verhältnisse ausgehen. Im Bereich der arktischen Domäne sind die Zystenkonzentrationen deutlich niedriger. Die Gemeinschaften dieser Kerne weisen weiterhin einen deutlichen Anteil an *I. pallidum* auf, so dass die Lage der Arktisfront auch für diesen Zeitabschnitt unverändert bleibt. Die Zusammensetzung der Vergesellschaftung in der Framstraße zeigt für diesen Zeitabschnitt den wechselnden Einfluss atlantischer und arktischer Wassermassen an (Abb. 37). Der geringe Anteil polarer Arten (*I. minutum* s.l. und *Brigantedinium* spp.) deutet darauf hin, dass die Polarfront weiterhin westlich der bearbeiteten Kerne lag. Der höhere Anteil von *I. minutum* s.l. und *Brigantedinium* spp. in Kern 1730 vor dem Scoresby Sund zeigt einen stärkeren Einfluss polarer Wassermassen in diesem Bereich an. Im Bereich des Vöring Plateaus (Kern 23071) wird ein verstärkter Schelfeinfluss durch eine deutlich höhere Zystenkonzentration nachgewiesen. Im Vergleich zum Europäischen Nordmeer ist die Dominanz von *O. centrocarpum* auf dem Rockall Plateau nicht so deutlich ausgeprägt, dafür erreicht hier *S. elongatus* s.l. höhere Anteile, was gut mit Oberflächendaten von Rochon et al. (1999) übereinstimmt. Das deutet auf eine gute Nährstoffversorgung hin, da *S. elongatus* s.l. in den Kernen ähnliche Häufigkeiten ansonsten nur am Übergang vom Spätglazial zum Holozän erreicht.

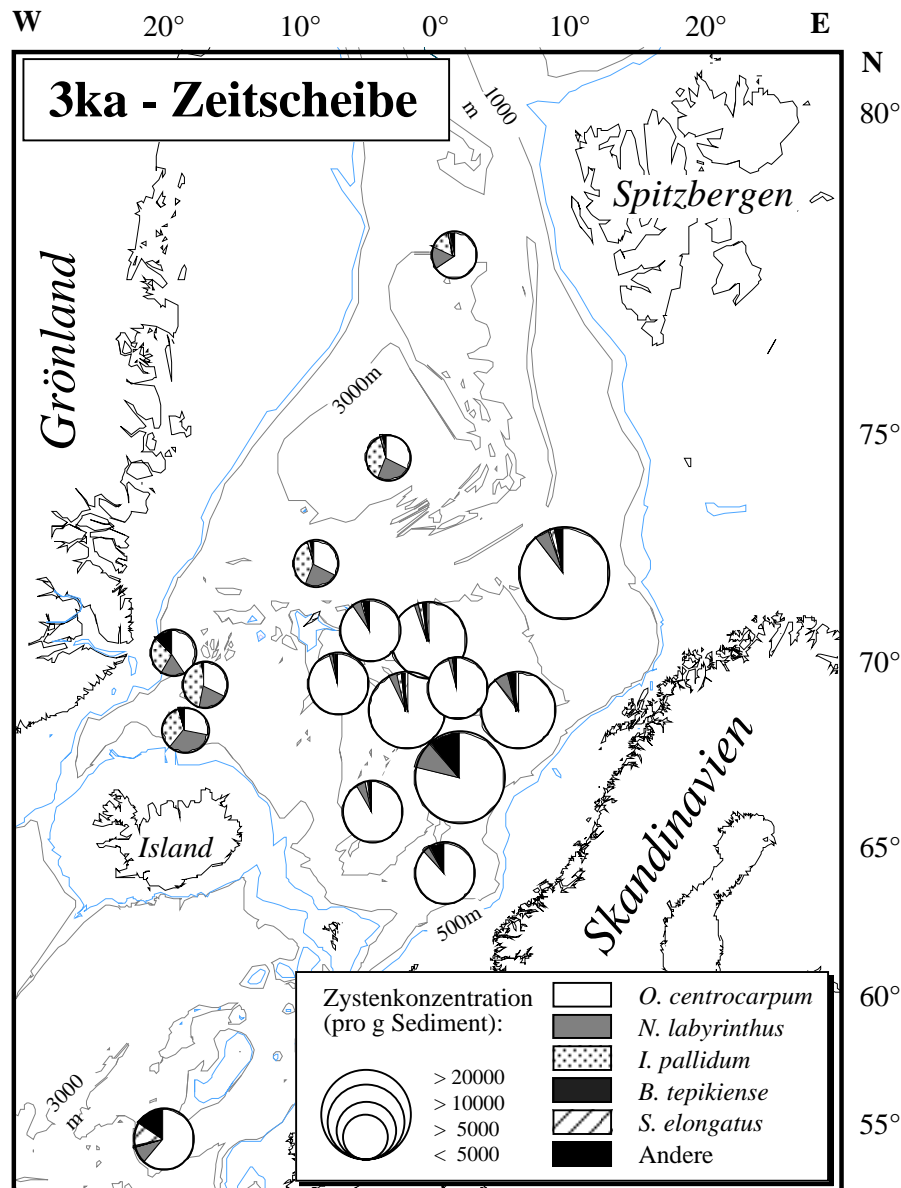


Abb. 37: Vorkommen und Verbreitung von Dinozysten im jüngsten Holozän vor ca. 3.000 J.v.h.. Auffällig sind vor allem die sehr hohen Konzentrationen und die extreme Dominanz von *O. centrocarpum* in der Norwegensee.

Der Abschnitt 3000 J.v.h. bis rezent

Interessanterweise ist dieser Abschnitt durch einen Trend zu kühleren Temperaturen gekennzeichnet. So rekonstruieren Mayewski et al. (2004) kühlere Bedingungen im jüngsten Holozän, was auch durch andere Arbeiten bestätigt wird (u.a. Voronina et al. 2001, Calvo et al. 2002, Koç & Jansen 2002, Roncaglia & Kuijpers 2004). Auch die Zusammensetzung der Dinozystengemeinschaften, insbesondere die Zunahme von *S. elongatus* s.l. und *Brigantidium* spp., sowie die ermittelten Oberflächenwassertemperaturen deuten in Übereinstimmung mit diesen Daten darauf hin. Die zunehmende Abkühlung erfolgte zeittransgressiv, d.h. die Polarfront wanderte in den letzten 3000 Jahren vom Ostgrönlandschelf in die heutige Position (Matthiessen & Baumann 1997). Dabei war nach Andersen et al. (2004b) die

Abkühlung vom frühen Holozän bis heute im Bereich der Nordatlantikdrift und des Irmingerstromes stärker (ca. 4-5°C) als an den Positionen im Bereich des Ostgrönlandstromes (ca. 2°C). Die Grönlandsee wird demnach am kontinuierlichsten von kalten, arktischen Wassermassen beeinflusst. Das zeigt sich auch in den Dinozystengemeinschaften, da z.B. der Anteil von *I. pallidum* im Holozän nur geringe Fluktuationen aufweist. In der Islandsee ist der Einfluss kalter Wassermassen ebenfalls groß, unterliegt aber aufgrund der komplexen hydrographischen Bedingungen in diesem Gebiet kleinräumigen Schwankungen. Hier nehmen im jüngsten Holozän *I. minutum* s.l. und *Brigantedinium* spp. durch den Einfluss polarer Wassermassen deutlich zu und zeigen an, dass sich die Lage der Fronten verschoben haben muss. Zudem wird die Position von Kern 0010 durch einen deutlichen Schelfeinfluss charakterisiert, der sich am Anteil der Zysten von *P. dalei* zeigt. Insgesamt geht das Vorkommen von Zysten von *P. dalei* mit zunehmender Entfernung vom Schelf zurück, was auch durch die Untersuchungen von Solignac et al. (2006) bestätigt wird. Nach Untersuchungen von Marret et al. (2004) scheinen die Bedingungen, die durch die Vermischung der wärmeren Wassermassen des Irmingerstroms und kalten Wassermassen des Ostislandstromes entstehen, vorteilhaft für die Zysten dieser Art zu sein.

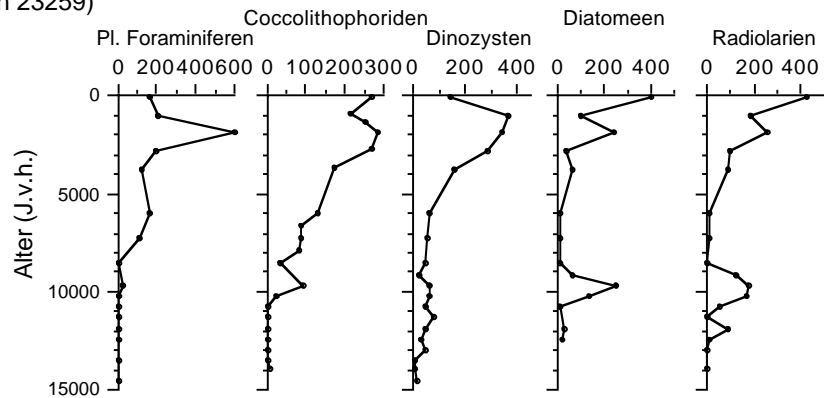
6.4 Räumlich-zeitliche Variationen der Mikrofossilgemeinschaften und ihre paläozeanographische Bedeutung

Grundsätzlich spiegelt das Plankton in Vorkommen und Zusammensetzung die ozeanographischen Verhältnisse seines Lebensraumes wider und bildet diese in den Sedimentgemeinschaften ab (vgl. auch Matthiessen et al. 2001). Die vorhandenen deutlichen meridionalen und zonalen Gradienten in den Oberflächenwasserbedingungen resultieren in regional differenzierten Planktongemeinschaften. Die Fronten werden dabei gut durch Diatomeen und Dinozysten abgebildet, wobei die Polarfront besonders markant ist, da sie parallel zum Übergang vom neritischen zum ozeanischen Bereich verläuft. Mit kalkigen Mikroorganismen sind diese Fronten und die polare und arktische Domäne nicht so gut zu erfassen, da sie an wärmere Oberflächenwassermassen adaptiert sind und ihr Vorkommen in den kälteren Wassermassen des westlichen Europäischen Nordmeeres deutlich geringer ist. Die verschiedenen Planktongruppen besiedeln zudem unterschiedliche Lebensräume innerhalb der Wassersäule und verfolgen verschiedene Ernährungsstrategien (autotroph/ heterotroph).

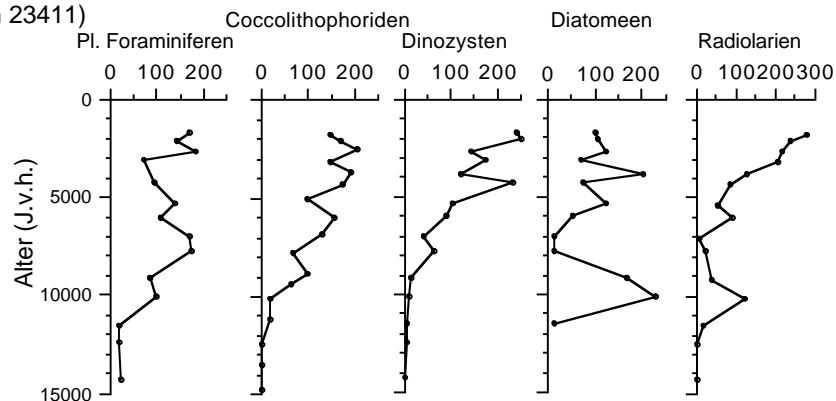
Die fossile Überlieferung führt zu weiteren Unterschieden zwischen den einzelnen Gruppen. Bei Radiolarien, Diatomeen und planktischen Foraminiferen wird das gesamte Skelettelement überliefert, wohingegen Coccolithen nur Teile der Coccosphäre darstellen und Dinoflagellaten nur durch ihre Zysten überliefert werden (s. Kap. 3). Dinoflagellaten werden zudem nur selektiv fossilisiert, da nicht alle Arten Zysten bilden (Dale 1983, Dale & Dale 1992). Dazu kommen diagenetische Veränderungen, die kieselige, karbonatische und orga-

Barentsschelfhang

(Kern 23259)

**Aegir Rücken**

(Kern 23411)

**Rockall Plateau**

(Kern 23414)

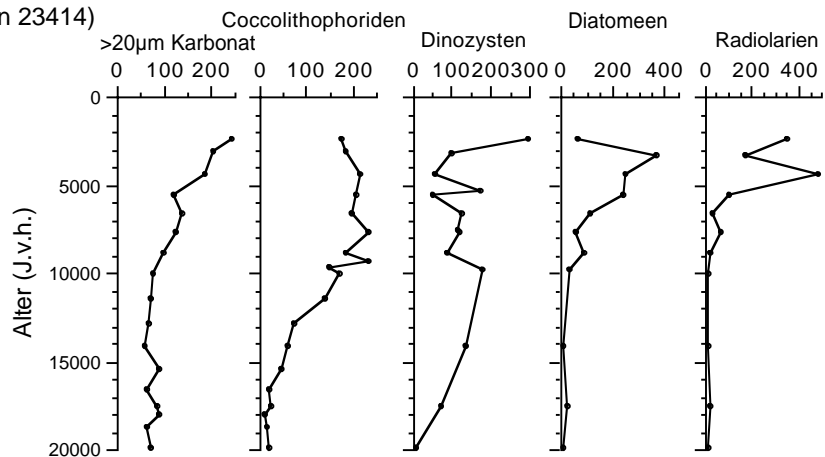


Abb.38: Vergleich der normierten Mikrofossildaten (Mittelwerte = 100) an den ausgewählten, auf einem N-S-Schnitt liegenden Kernen 23259, 23411 und 23414.

nisch-wandige Organismen in unterschiedlichem Ausmaß betreffen. Nur bei den planktischen Foraminiferen, deren Gemeinschaft aber nur aus wenigen Arten besteht, erfolgt die Überlieferung relativ vollständig (Jensen 1998). Insbesondere die kieseligen Gemeinschaften, die aufgrund ihrer hohen Diversität theoretisch am besten zur Rekonstruktion der Umweltbedingungen geeignet wären, werden stark durch Lösung beeinflusst. Zum Teil ist sogar im

Holozän nur noch eine Reliktgemeinschaft kieseliger Organismen erhalten, was eine paläoanographische Interpretation unmöglich macht (z.B. in Kern 23400). Zumindest in diesen Bereichen sind die gering divers, aber nicht so anfälligen Gemeinschaften (Dinozysten, Foraminiferen) besser zur Rekonstruktion geeignet. Aus diesen Faktoren ergeben sich Unterschiede im Informationsgehalt der verschiedenen Gemeinschaften, die zusammen aber eine differenziertere Rekonstruktion der ehemaligen Lebewelt erlauben.

Die ehemaligen Umweltbedingungen lassen sich aber im Europäischen Nordmeer und im nordöstlichen Nordatlantik nur für kurze Zeitabschnitte mit den fossilen pelagischen Biota gemeinsam rekonstruieren. Ein Vergleich aller fünf Gruppen bleibt sogar auf das Holozän beschränkt, da nur dort diese Gruppen gleichzeitig vorhanden sind.

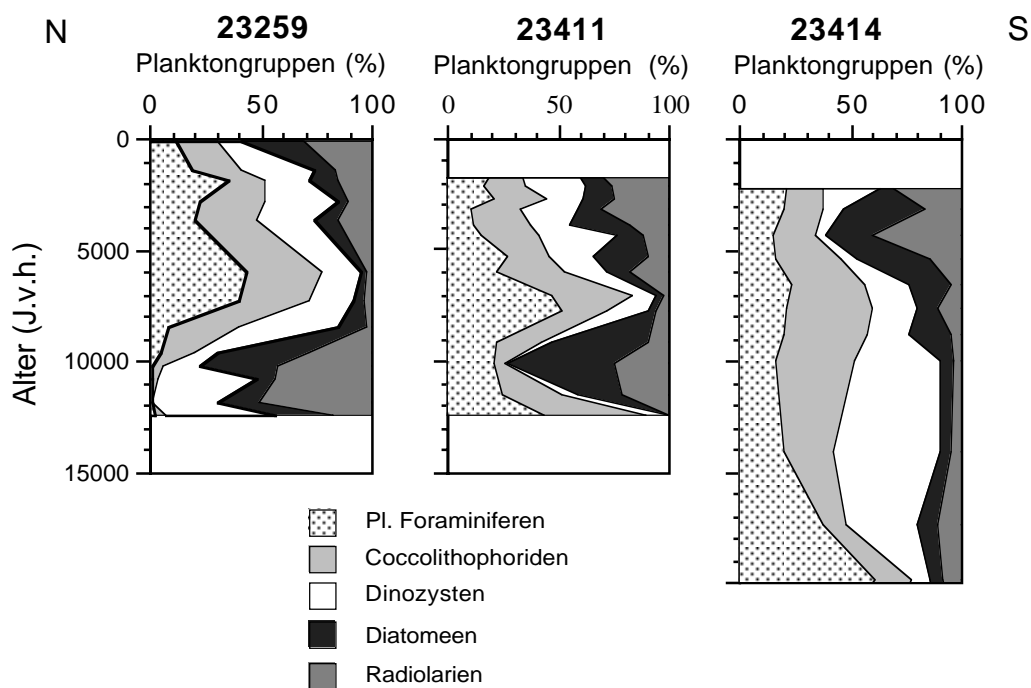


Abb. 39: Vergleich der relativen Häufigkeiten der normierten (Mittelwerte = 100) Mikrofossilgruppen an den ausgewählten, auf einem N-S-Schnitt liegenden Kernen 23259, 23411 und 23414.

6.4.1 Das Einsetzen von Mikrofossilien im ausgehenden Spätglazial

Auf dem Rockall-Plateau sind vor allem kalkige und organisch-wandige Mikrofossilien schon im ausgehenden Spätglazial überliefert. Ihr Anstieg ab ca. 15000 J.v.h. (Abb. 38) ist mit der ersten starken Intensivierung der Nordatlantikdrift und der damit verbundenen Erwärmung des Oberflächenwassers verbunden. Allerdings ist die Diversität im Vergleich zum Holozän gering. Auffällig sind die zahlenmäßig nur sehr untergeordnet überlieferten kieseligen Organismen (Abb. 38, 39), die trotz geringer Akkumulation wärmere Wassermassen im Nordatlantik ab ca. 17000 J.v.h anzeigen (Kohly 1994). Da insbesondere Diatomeen an extreme ökologische Bedingungen angepasst sind, lässt sich ihr Fehlen bei gleichzeitigem Vorhanden-

sein von kalkigen und organisch-wandigen Mikrofossilien nur durch Kieselsäurelösung erklären.

Das Einsetzen aller Gruppen erfolgt im Europäischen Nordmeer deutlich später, in etwa zeitgleich am Beginn des Holozäns nach der jüngeren Dryas (ca. 10000 J.v.h., Abb. 38). Im Gegensatz zum Nordatlantik wird hier eine stark erhöhte Akkumulation an kieseligen Organismen im frühen Holozän festgestellt (Kohly 1994, Schröder-Ritzrau 1995). Das Maximum ist insbesondere in der südöstlichen Norwegensee deutlich ausgeprägt, während es weiter nördlich im Verlauf des Norwegenstroms weniger prägnant ist (Abb. 38). Der starke Anstieg der kieseligen Formen zu Beginn des Holozäns ist durch den letzten großen Abschmelzpuls und den damit verbundenen Eintrag von Nährstoffen ausgelöst (Schröder-Ritzrau 1995). Insbesondere sind Eisrandlagen durch eine erhöhte Diatomeenproduktion charakterisiert (Sakshaug & Holm-Hansen 1984, Cota et al. 1990, Legendre et al. 1992). Sie beeinflussen die Produktion der anderen Mikrofossilgruppen weniger stark, so dass diese im frühen Holozän nur relativ geringe Häufigkeiten erreichen. Die Gemeinschaften von Coccolithen, Dinozysten und Radiolarien legen im frühen Holozän eher kühlere Bedingungen nahe (Andruleit 1995), während die oberflächennah lebenden Diatomeengemeinschaften von warm-adaptierten Arten dominiert werden. Durch die zu dieser Zeit noch sehr instabilen Verhältnisse im Oberflächenwasser (Jansen & Bjørklund 1985) könnte sich besonders in der zen-

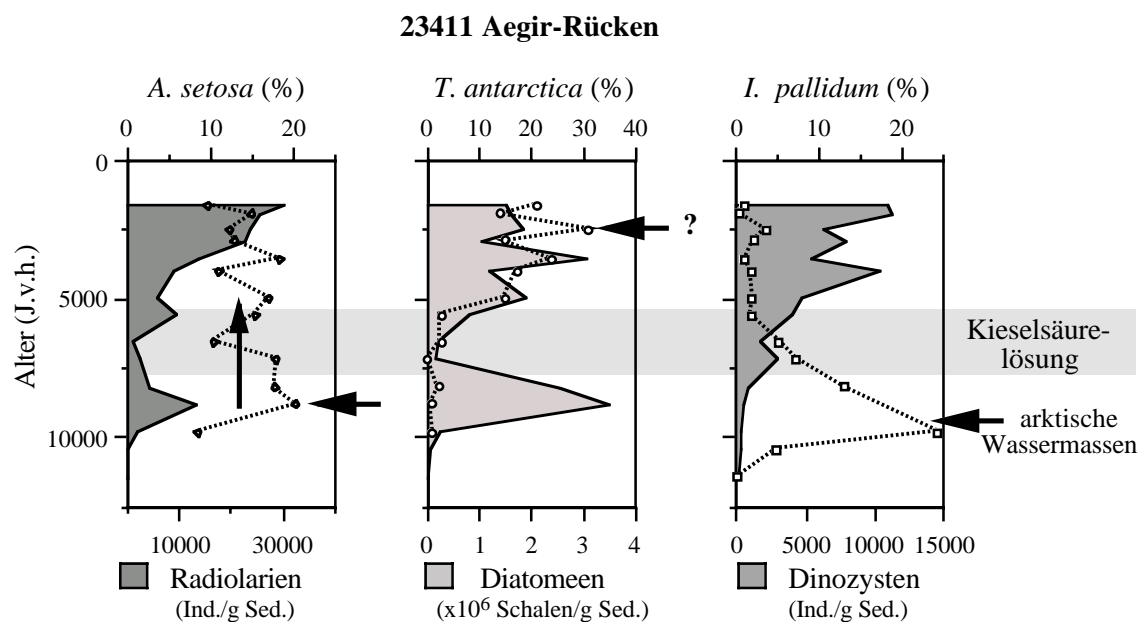


Abb. 40: Vorkommen von Radiolarien, Diatomeen und Dinozysten sowie Vergleich der relativen Häufigkeiten von kalt-adaptierten Arten an der jeweiligen Gemeinschaft in Sedimentkern 23411. Obwohl die drei Arten als kalt-adaptiert angesehen werden, belegen sie den Einfluss arktischer Wassermassen für sehr unterschiedliche Zeitintervalle. Dies ist auf unterschiedliche (Tiefen-)Habitate sowie den Einfluss von Kieselsäurelösung zurückzuführen.

tralen Norwegensee im Sommer die oberste Wasserschicht erwärmt und so die entsprechenden Diatomeenfloren begünstigt haben (Schröder-Ritzrau 1995). Dinozysten (*I. pallidum*) sowie Radiolarien und Diatomeen (*Thalassiosira antarctica*, *Amphimelissa setosa*) zeigen im frühen Holozän zudem eine stärkere südöstliche Ausdehnung arktischer Wassermassen bis in den Bereich des Aegir Rückens an (Abb. 40).

In der Grönlandsee fehlen kieselige Organismen weitgehend. Hier akkumulieren wegen der starken Kieselsäurelösung nur sehr geringe Mengen an Diatomeen und Radiolarien, so dass nur vereinzelte Reste und Bruchstücke von kräftig verkieselten "kalten" Arten in den Sedimenten überliefert sind. Auch das Vorkommen und die Zusammensetzung der anderen Mikrofossilgruppen machen deutlich, dass die kieseligen Gemeinschaften durch Lösungsvorgänge beeinflusst wurden.

6.4.2 Die Mikrofossilgemeinschaften im mittleren und späteren Holozän

Im mittleren Holozän zeichnen sich in allen Planktongruppen deutliche Umstrukturierungen der Gemeinschaften ab. Es erfolgt zwischen 7500-6000 J.v.h. ein Anstieg in den Häufigkeiten von Dinozysten und Coccolithen, während die Anteile von Diatomeen und Radiolarien noch einmal deutlich zurückgehen (Abb. 38, 39). Dies ist auf unterschiedliche Produktionsraten, aber vor allem auf Kieselsäurelösung zurückzuführen (Kohly 1994). Erst im späten Holozän kommt es zu einem erneuten Anstieg der Werte von Radiolarien und Diatomeen. Die dann relativ großen Diatomeenhäufigkeiten erklärt Kohly (1994) damit, dass die Diatomeen nur während eines vergleichsweise kurzen Zeitraumes den Lösungseinflüssen im Sediment ausgesetzt sind.

Am Aegir Rücken (Kern 23411) erreicht die warm-temperate Diatomeenart *Thalassiosira oestrupii* im frühen Holozän ein deutliches Maximum (Abb. 41). Anschließend erfolgt ein deutlicher Rückgang bevor die Werte erneut ansteigen. Berücksichtigt man nur die Diatomeenflora, müsste man auf einen zwischenzeitlichen Temperaturrückgang schließen. Da genau in diesem Intervall jedoch die warm-temperate Dinozystenart *Spiniferites mirabilis* vorkommt, muss eine verstärkte Kieselsäurelösung angenommen werden (Abb. 41). Auch dieses Beispiel macht deutlich, dass der Einfluss von Lösungsvorgängen auf die Gemeinschaften auch die Interpretation beeinflussen kann.

Im jüngsten Holozän deuten dann die Diatomeen- und Dinozystengemeinschaften eine Abkühlung des Oberflächenwassers an, während sich dieses z.B. aus den Coccolithengemeinschaften nicht ableiten lässt. Diese Diskrepanz ist auf unterschiedliche ökologische Bedingungen der verschiedenen Mikrofossilgruppen zurückzuführen und spiegelt auch saisonale Unterschiede in Änderungen der Temperatur wider. Im Frühjahr und Sommer während der Blüte von Diatomeen und Dinozysten herrschten noch instabilere und kühlere Bedingungen vor, während die Blütephase der Coccolithophoriden im Spätsommer durch gleichbleibende Temperaturen gekennzeichnet war. Insgesamt zeigt die Radiolarienfauna sogar für die gesam-

23411 Aegir-Rücken

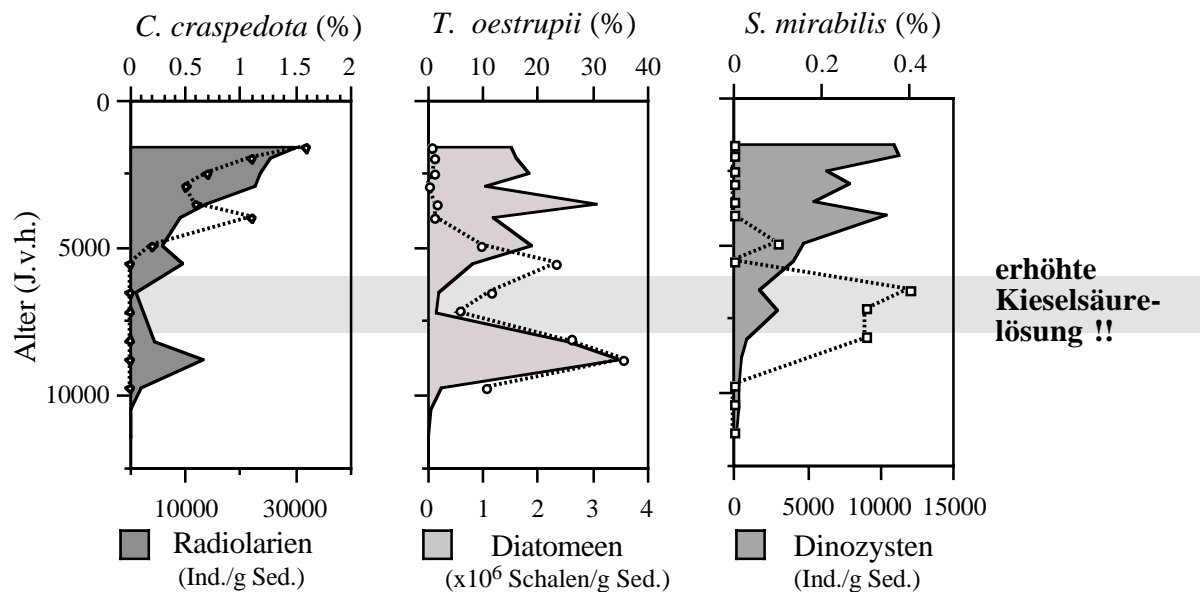


Abb. 41: Vorkommen von Radiolarien, Diatomeen und Dinofossilien sowie Vergleich der relativen Häufigkeiten von warm-adaptierten Arten an der jeweiligen Gemeinschaft in Sedimentkern 23411. Das Auftreten von *S. mirabilis* bei gleichzeitigem Fehlen bzw. starkem Rückgang der kieseligen Arten legt eine verstärkte Kiesel säure-lösung in diesem Abschnitt nahe.

ten letzten 8000 Jahre stabile hydrographische bzw. ökologische Bedingungen im Arbeitsgebiet an (Schröder-Ritzrau 1995). Hier spielen wahrscheinlich verschiedene Tiefenhabitate eine Rolle, die eine deutliche Stratifizierung der Wassersäule nahelegen. Die von Radiolarien besiedelten tieferen Wassermassen sind danach kühler und über die Zeit deutlich gleichförmiger in ihren Bedingungen, als die relativ warmen, saisonal aber stark schwankenden Oberflächenwassermassen.

6.4.3 Vergleich von SST-Rekonstruktionen

Im vorangegangenen Abschnitt sind Unterschiede zwischen den verschiedenen Mikrofossilgruppen dokumentiert, die auf den Einfluss unterschiedlicher ökologischer Ansprüche und sedimentologischer Faktoren zurückzuführen sind. Diese ökologischen Ansprüche und der Einfluss von selektiver Lösung müssen auch zu gruppenspezifischen Abweichungen in den Oberflächenwassertemperaturen führen. Die Zusammensetzung der Gemeinschaften ist durch das Zusammenspiel einer Reihe von Faktoren beeinflusst. Durch die Berechnung von Temperaturen mit Transferfunktionen werden diese Einflüsse auf wenige Faktoren reduziert.

Zu den genannten Einflüssen kommen bei der Berechnung von Transferfunktionen weitere Faktoren hinzu, die in die Genauigkeit der Rekonstruktion einfließen. So liegen für die verschiedenen Mikrofossilgruppen Referenzdatensätze mit einer unterschiedlichen Probenabdeckung der modernen Habitate vor. Da zudem die Diversität unterschiedlich ist, ergeben sich

bei den Transferberechnungen für die verschiedenen Mikrofossilgruppen zum Teil sehr unterschiedliche Ergebnisse (siehe Abb. 42). Auch die Blütezeiten der Planktongruppen können eine Ursache sein. So zeigen Rekonstruktionen mit Alkenonen (Coccolithen) und Diatomeen deutliche Unterschiede in der Temperatur auf (Haug et al. 2005). Durch saisonale Variationen

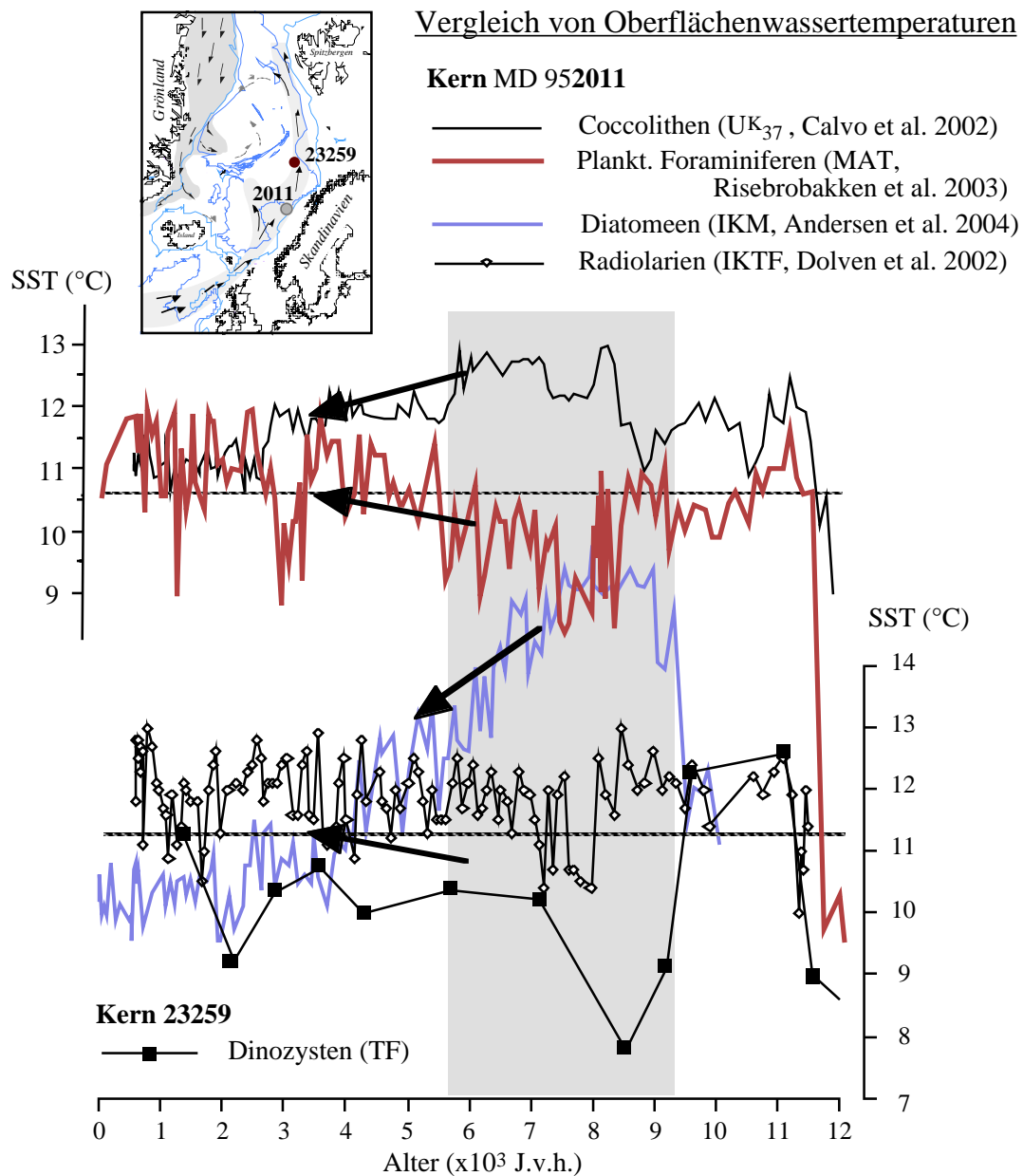


Abb. 42: Vergleich von rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen in Kern MD 952011 basierend auf verschiedenen Proxies mit denen aus Dinozysten (Kern 23259) berechneten Werten. Auffällig sind gegenläufige Trends insbesondere im grau markierten Zeitintervall von ca. 9000 bis 6000 J.v.h., das durch erhöhte Kieselsäurelösung gekennzeichnet ist.

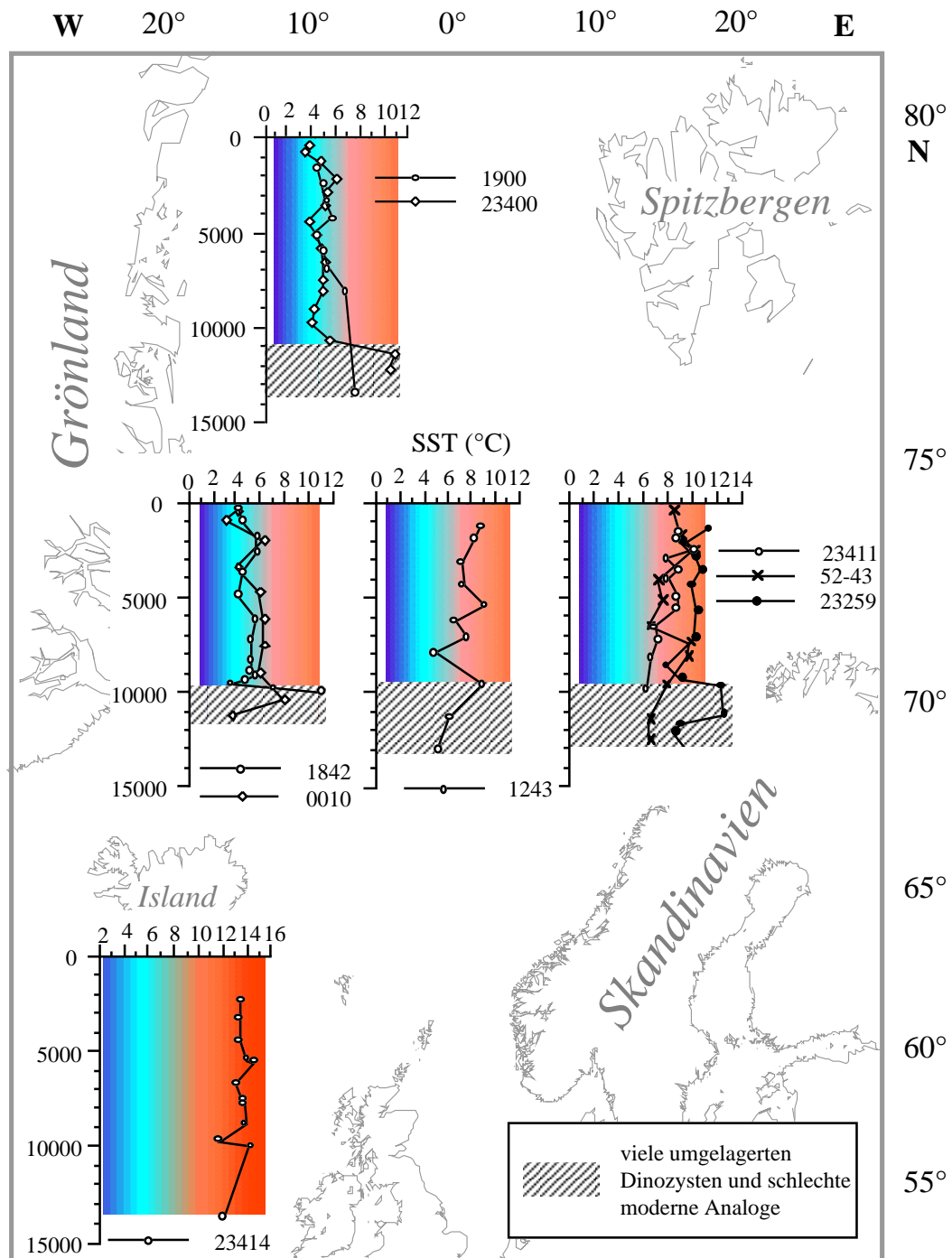


Abb. 43: Vergleich der aus der Transferfunktion ermittelten Oberflächenwassertemperaturen für die untersuchten Kerne. Dargestellt sind jeweils die letzte 15000 Jahre. Ein West-Ost-Gradient mit Temperaturen von 4-6°C in der Island- und Grönlandsee zu durchschnittlichen Werten von 8-10°C in der Norwegensee ist deutlich zu erkennen.

in den physikalischen Bedingungen des Untersuchungsgebietes im Pazifik kommt es hier zu einer deutlichen Saisonalität in der biologischen Produktivität mit einer Diatomeenblüte im Frühjahr bis zum Frühsommer und einer Coccolithophoridenblüte vom Spätsommer bis zum Herbst. Im Europäischen Nordmeer wurden an Kern 2011 Oberflächentemperaturen aus

verschiedenen Proxies verglichen (u.a. Calvo et al. 2002, Risebrobakken et al. 2003, Andersen et al. 2004, Cortese et al. 2005). Auch hier kommt es zu unterschiedlichen Temperaturrekonstruktionen, die mit unterschiedlichen ozeanischen Einflüssen erklärt werden. So wird ein variabler Einfluss arktischen Wassers in unterschiedlichen Stockwerken für diese Unterschiede verantwortlich gemacht (Risebrobakken et al. 2003). Cortese et al. (2005) haben belegt, dass die für Radiolarien rekonstruierte SST am besten mit der Wassertemperatur in 100m Wassertiefe übereinstimmt. So lassen sich unterschiedliche Rekonstruktionen mittels verschiedener Proxies nutzen, die Paläoumwelt differenzierter darzustellen. Gleichzeitig können die Gemeinschaften stark durch Lösung beeinflusst sein (siehe Abb. 42) und so „falsche“, unrealistische Temperaturen anzeigen.

Aber auch innerhalb einer Mikrofossilgruppe gibt es Variationen bezüglich der Bestimmung. So ist zum Beispiel bei der SST-Rekonstruktion mittels Dinozysten die Übereinstimmung moderner und rekonstruierter Werte auf dem Islandschelf besser als auf dem Grönlandschelf. Als mögliche Ursachen werden die Qualität des instrumentellen Datensatzes, die besondere hydrographische Situation vor Grönland und fehlende moderne Referenzen im Bereich der Dänemarkstrasse genannt (Solignac et al. 2006). Insgesamt ermöglicht der hier vorliegende Datensatz aber einen guten Überblick über die Temperaturentwicklung im Europäischen Nordmeer. Da diese Daten auf einen einzigen methodischen Ansatz zurückgehen, lassen sich zumindest die relativen Unterschiede in den SST-Verläufen sehr gut miteinander vergleichen (Abb. 43). Die erfassten relativen Unterschiede sind vergleichbar und zeigen die grundlegende Entwicklung für die verschiedenen Teile des Europäischen Nordmeers auf. Die hier bearbeiteten Sedimentkerne aus der Island- und Grönlandsee zeigen sehr ähnliche SSTs von ca. 6°C (Islandsee) bzw. 5°C (Grönlandsee) über den größten Teil des Holozäns an (Abb. 43). Wesentlich variabler in ihren SST-Verläufen sind die Sedimentkerne der Norwegensee. So deutet sich trotz der relativ geringen Auflösung in der zentralen Norwegensee (Kern 1243) eine größere Variabilität an, die mit Veränderungen in der Lage der Arktisfront bzw. der entsprechenden Wassermassen in Zusammenhang gebracht werden kann (Abb. 43). Im Bereich des Norwegenstromes werden mittlere SSTs von 8-10°C ermittelt. Dabei belegt der Kern 23411 vom Aegir Rücken im frühen Holozän noch kühlere Temperaturen, die auf die bereits beschriebene ostwärtige Ausdehnung von arktischem Oberflächenwasser zurückzuführen ist. Der auffällige Temperaturanstieg am Übergang zum Holozän (ca. 10000 J.v.h.) am Barentschelfhang (Kern 23259) scheint dagegen, ähnlich wie die unrealistisch hohen SSTs in der Island- und Grönlandsee im selben Zeitintervall, sowohl ein Umlagerungsproblem als auch ein Artefakt der geringen Zählzahlen zu sein. Zudem fehlen für die ermittelten Gemeinschaften leider moderne Analoge die eine bessere Rekonstruktion ermöglichen würden.

7. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die durchgeführten Untersuchungen an Sedimenten der letzten 130000 Jahre zeigen, dass Dinozystengemeinschaften gut dazu geeignet sind paläozeanographische Veränderungen in den hohen nördlichen Breiten zu erfassen. In den untersuchten Sedimenten lassen sich deutlich glaziale und interglaziale Gemeinschaften unterscheiden. Die Gemeinschaften der Interglaziale werden hauptsächlich von *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus* und *Spiniferites* spp. bestimmt, was auf zumindest ähnliche klimatische Bedingungen für diese Abschnitte deutet. Glaziale Gemeinschaften werden durch einen hohen Anteil an *B. tepikiense* charakterisiert, für die ein modernes Analogon fehlt. Zudem liegen die Dinozystenkonzentrationen in den glazialen Sedimenten unter denen der interglazialen Sedimente.

Die Gemeinschaften zeigen aber auch einen deutlichen Süd-Nord-Gradienten. Während sich auf dem Rockall Plateau sowohl im Stadium 5, als auch in den Stadien 4-2 phasenweise prägnante Dinozystenkonzentrationen nachweisen lassen, die günstige Bedingungen und eine starke Produktion von Dinozysten anzeigen, bleibt ein starker Einstrom warmen Oberflächenwassers im Europäischen Nordmeer dagegen auf das Stadium 5e beschränkt. Auch das Vorkommen von *S. mirabilis* s.l. zeigt, dass der Zeitraum mit wärmeren Bedingungen in nördliche Richtung deutlich kürzer wird. Ungünstige Bedingungen für Dinozysten werden in den Stadien 5d-5a durch in Richtung Norden zurückgehende Zystenkonzentrationen und insgesamt geringe Werte im Europäischen Nordmeer verdeutlicht. Der Einstrom relativ warmer atlantischer Wassermassen muss während dieser Zeit reduziert gewesen sein. Eine deutliche Verbesserung der ökologischen Bedingungen, wie für das karbonatschalige Plankton im Substadium 5a belegt (Gard 1986, Baumann 1990, Gard & Backman 1990, Bauch 1997), ist in den Dinozystengemeinschaften nicht zu erkennen. In den Stadien 4-2 deuten die vorkommenden Arten und die äußerst geringen Dinozystenkonzentrationen auf noch extremere paläozeanographische Bedingungen. Veränderungen in den Gemeinschaften, z.B. Minima in den Anteilen von *B. tepikiense* und *O. centrocarpum*, lassen sich hier mit kurzfristigen paläozeanographischen Extremen wie Heinrich-Ereignissen verknüpfen (u.a. Eynaud 1999, Eynaud et al. 2000).

Das Holozän im Europäischen Nordmeer wurde flächendeckend bearbeitet. Dabei ermöglichen die vorliegenden Profile, die Kenntnisse über die spätglazial-holozänen Dinozystengemeinschaften für die verschiedenen Bereiche des Europäischen Nordmeeres deutlich zu verbessern. Zudem erlauben es ausgewählte Zeitscheiben (9000, 6000 und 3000 J.v.h.) Unterschiede und Veränderungen in den Gemeinschaften für die verschiedenen Bereiche des Europäischen Nordmeeres zu verdeutlichen. Insgesamt zeigen die Rekonstruktionen, dass das Klima des Europäischen Nordmeeres im Holozän durch eine frühe Erwärmung und einen anschließenden langsamen Rückgang der Temperaturen bis zur Gegenwart charakterisiert ist. Die in den Kernen aus der Norwegensee beobachteten hohen Anteile von *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* lassen dabei auf einen schon früh einsetzenden Einstrom von wärmeren

mentkernen der Norwegensee eine größere Variabilität, die mit Veränderungen in der Lage der Arktisfront bzw. dem Einfluss des norwegischen Küstenstromes in Zusammenhang gebracht werden können. Die rekonstruierten Salzgehalte des Oberflächenwassers für Februar und August schwanken in Grönland- und Islandsee wesentlich deutlicher, als die in der Norwegensee und lassen sich gut in Beziehung zur Meereisbedeckung setzen. Diese ist in der Grönland- und Islandsee permanent vorhanden und gut vergleichbar zu den rezenten Bedingungen. In der Norwegensee, die rezent eisfrei ist, wird dagegen für das ältere Holozän noch eine Meereisbedeckung rekonstruiert. Auffälligerweise fällt hier der Zeitabschnitt mit maximaler (2-3 monatiger) Eisbedeckung in den Zeitraum vor ca. 8000 J.v.h., d.h. in die Phase des holozänen Klimaoptimums. Möglicherweise ist dies auf ein verstärktes Abschmelzen der restlichen Inlandeismassen in Skandinavien zurückzuführen.

Die beschriebenen Rekonstruktionen, die an Dinozysten durchgeführt wurden, unterliegen Einschränkungen, so dass es bei einem Vergleich mit anderen Mikrofossilgruppen zu widersprüchlichen Ergebnissen kommen kann. Die Gemeinschaften der verschiedenen Mikrofossilgruppen entstanden als komplexe Reaktion auf eine komplexe Situation, die aber jeweils unterschiedlich modifiziert im Sediment abgebildet wird. Die gemeinsame Betrachtung verschiedener Mikrofossilgruppen bietet daher die Chance die verändernden Prozesse zu differenzieren und in ihrem Einfluss abzuschätzen. Es ergibt sich dadurch ein detailliertes Bild der Reaktion der Planktongemeinschaften auf Veränderungen der Umwelt. Zudem lassen sich Intervalle überbrücken in denen einzelne Gruppen fehlen. Andererseits erfordert die Berücksichtigung der Ergebnisse anderer Mikrofossilgruppen aber auch eine kritischere (vorsichtiger) Interpretation der eigenen Daten.

Insgesamt zeigt sich, dass die verschiedenen fossilen Gemeinschaften die Verteilung der Wassermassen, sowie die grundsätzliche klimatische und ozeanographische Entwicklung der letzten 15000 Jahre reflektieren. Die absoluten Häufigkeiten der verschiedenen Mikrofossilgruppen zeigen zwar unterschiedliche, aber in den Kernen aus dem Europäischen Nordmeer generell ähnliche Trends. Auffällige Veränderungen in den Gemeinschaften verlaufen für die verschiedenen Gruppen mehr oder weniger zeitgleich. Auf dem Rockall Plateau sind kalkige und organisch-wandige Mikrofossilien schon im ausgehenden Spätglazial überliefert während das Einsetzen aller Gruppen im Europäischen Nordmeer ab ca. 10000 J.v.h. erfolgt. Insbesondere kieselige Mikrofossilien werden, wahrscheinlich aufgrund des großen Abschmelz-pulses und des damit verbundenen Eintrags von Nährstoffen, zahlreich akkumuliert. Ein Anstieg in den Häufigkeiten von Coccolithen, Dinozysten und Foraminiferen erfolgt dagegen erst zwischen 7500-6000 J.v.h.; parallel dazu gehen die Anteile von kieseligen Mikrofossilien noch einmal deutlich zurück. Erst im späten Holozän kommt es dann auch zu einem starken Anstieg der Häufigkeiten von Radiolarien und Diatomeen.

Es zeigt sich zudem, dass Dinozysten aufgrund ihrer guten Erhaltungsfähigkeit von Bedeutung sind. Gerade im Europäischen Nordmeer sind sie im Vergleich zu den anderen Mikro-fossilgruppen gut für paläozeanographische Rekonstruktionen geeignet. Sie werden nicht

durch Lösung beeinflusst, so dass insbesondere die Paläoumwelt am Übergang vom Spätglazial zum Holozän im westlichen Europäischen Nordmeer mit dieser Gruppe rekonstruiert werden kann. Hier fehlen andere Mikrofossilien oder sind nur spärlich vorhanden. So sind im Bereich der Grönlandsee die kalkigen Gemeinschaften fast monospezifisch ausgebildet und kieselige Mikrofossilien rar, während Dinozystengemeinschaften deutliche Variationen zeigen und daher für palökologische Rekonstruktionen genutzt werden können.

DANK

Ganz herzlich möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Jörn Thiede bedanken, der mir vor vielen Jahren ermöglicht hat mit dieser Arbeit zu beginnen und Geduld und ein offenes Ohr für die im Laufe der Zeit auftretenden Probleme aufbrachte. Es freut mich, dass er mir ermöglicht diese Untersuchungen in der vorliegenden Form nach all den Jahren abzuschließen!

Herrn Prof. Dr. Helmut Willems möchte ich für die freundliche Übernahme des Zweitgutachtens danken.

Dr. Jens Matthiessen gilt mein ganz herzlicher und persönlicher Dank! Jens, deine stete Diskussionsbereitschaft, deine fachliche Unterstützung und die vielen Tipps haben ganz wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Es ist prima, dass in deinem vollen Büro immer Platz für mich war. Deine unermüdliche Hilfestellung, sei es bei der Suche nach wieder mal neuerer Literatur, dem Lesen einzelner Kapitel oder dem Auffinden eines Mikroskops mit Kamera, hat es mir letztendlich ermöglicht diese Arbeit zu beenden.

Viele Ideen zu dieser Arbeit sind zwar erst in den letzten Jahren entstanden, aber für die prima Zusammenarbeit und tolle Atmosphäre damals im Teilprojekt B3 des SFB 313 in Kiel möchte ich mich bei vielen Personen ganz herzlich bedanken. Das sind vor allem meine ehemaligen KollegInnen Dr. Andrea Schröder-Ritzrau, Dr. Harald Andruleit und Dr. Alexander Kohly. Lang ist es her, aber gerne erinnere ich mich an die vielen Diskussionen und euer reges Interesse am Fortgang meiner Arbeit zurück. Zudem haben mir Dr. Christian Samtleben und Prof. Dr. Priska Schäfer als Teilprojektleiter des B3-Projektes diese Arbeit erst möglich gemacht. Auch die vielen anregenden, teilweise langwierigen, aber immer intensiven Debatten in unseren Teilprojektsitzungen sind mir in Erinnerung geblieben. Schließlich hat mir die Finanzierung durch ein Stipendium im Rahmen des Hochschulsonderprogramms II/Frauenfördernde Maßnahmen die abschließende Auswertung des Probenmaterials ermöglicht.

In meiner „Bremen-Zeit“ hat Herr Prof. Dr. Rüdiger Henrich mir freundlicherweise erlaubt, einen Arbeitsplatz in der AG Sedimentologie/Paläozooanographie des FB Geowissenschaften Bremen zu nutzen, um diese Arbeit fertig zu stellen. Zudem konnte ich Forschungsmikroskope der genannten sowie der AG Historische Geologie/Paläontologie von Herrn Prof. Dr. Helmut Willems nutzen – vielen Dank dafür. Bei Frau Dr. Anne deVernal (GEOTOP, Universität von Quebec, Montreal, Kanada) möchte ich mich für die freundliche Einweisung in die Berechnung von Transferfunktionen an Dinoflagellatenzysten bedanken.

Bedanken möchte ich mich ferner bei Prof. Dr. Rüdiger Henrich, Dr. Helge Meggers, Dr. Britta Beckmann, Dr. Nicolas Dittert und Helmut Herold. Alle haben sich durch intensives Korrekturlesen in der Endphase bemüht, diese Arbeit weiter aufzupeppen und fehlerfreier zu machen. Zudem haben einige in der Diskussion mit ihnen angeregte Ideen Eingang in die Arbeit gefunden.

Leidtragende der vielen, immer wieder aufgetretenen Probleme waren zuerst meine Männer. Am Anfang noch klein, haben meine Jungs im Laufe der Zeit mehr und mehr Verständnis für meinen "Nebenjob" aufgebracht. Oftmals musstet ihr, Jan und Erik, meinen Frust ertragen, doch bin ich von euch immer wieder ermuntert worden weiterzumachen. Und ohne dich mein Schatz wäre diese Arbeit wohl nicht fertig geworden! Ich möchte mich daher bei euch ganz herzlich für eure Unterstützung und die gemeinsamen Jahre bedanken. Schön, dass ich euch habe ...

TAXONOMIE

Im Folgenden werden alle beobachteten Arten der Taxonomie von Fensome et al. (1993) folgend systematisch eingeordnet und aufgelistet. Abweichende Klassifizierungen nach Williams et al. (1998) sind bei den entsprechenden Arten diskutiert. Auf eine vollständige Synonymie wurde verzichtet und nur die für die Bestimmung wichtige Literatur angegeben. Dabei wird vor allem auf die taxonomischen Bemerkungen von Rochon et al. (1999) für das Arbeitsgebiet verwiesen. Zysten ohne paläontologischen Namen und die aus taxonomischen Gründen zusammengefassten runden protoperidinioiden Zysten werden am Ende aufgeführt. Acritarchen, Grünalgen und andere Gruppen werden daran anschließend aufgeführt.

STAMM DINOFLAGELLATA (Bütschli 1885) Fensome et al. 1993

KLASSE DINOPHYCEAE Pascher 1914

Unterklasse Gymnodiniphyceae Fensome et al. 1993

Ordnung Gymnodiniales Apstein 1909

Unterordnung Gymnodiniineae (Autonym)

Familie Polykrikaceae Kofoid & Swezy 1921

Gattung *Polykrikos* Bütschli 1873

Zyste von *Polykrikos schwartzii* Bütschli 1873 sensu Reid

(Anhang II, Tafel 6, Abb. 5)

Bestimmungsliteratur:

Reid (1978): 227; Taf.1, Fig. 1-9

Harland (1981): 76, 78-79; Taf.1, Fig. 1-9; Taf. 2, Fig. 1-9; Taf. 3, Fig. 1-4, 7-9; Taf. 4, Fig.1-6; Text-Fig. 2-6, 8

Theka: *Polykrikos schwartzii* Bütschli 1873 nach Dale (1976)

Polykrikos kofoidii nach Matsuoka & Cho 2000 und Nagai et al. 2002

Bemerkungen: Die Zysten von *Polykrikos schwartzii* sind sehr dünnwandig und deshalb nur selten gut erhalten. Zysten von *P. schwartzii* kommen regelmäßig, aber in geringer Anzahl in der temperaten Wassermasse des Nordatlantiks und gelegentlich auch in Oberflächensedimenten der Nordsee vor. Diese Art ist assoziiert mit Temperaturen von ca. 5-10°C und Salzgehalten von 35 (Rochon et al. 1999, de Vernal et al. 1997). Allerdings haben Inkubationsexperimente gezeigt, dass Theken von *P. kofoidii* sowohl Zysten von *P. schwartzii* als auch von *P. kofoidii* produzieren (Matsuoka & Cho 2000, Nagai et al. 2002). Demnach müssten beide Zystenmorphotypen einem Artenkomplex zugeordnet werden.

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde selten in wenigen Proben der Kerne 23414, 23411, 23402 und 23259 beobachtet.

Unterklasse Peridiniphyceae Fensholt et al. 1993

Ordnung Gonyaulacales Taylor 1909

Unterordnung Gonyaulacineae (Autonym)

Familie Gonyaulacaceae Lindemann 1928

Unterfamilie Cribroperidinioideae Fensholt et al. 1993

Gattung *Lingulodinium* (Wall) emend. Wall & Dale 1973 in Wall et al. 1973

Lingulodinium machaerophorum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967

(Anhang II, Tafel 6, Abb. 9)

Bestimmungsliteratur:

Deflandre & Cookson (1955): 274; Taf. 9, Fig. 4, 8

Wall (1967): 109-110; Taf. 15, Fig. 16, 17; Text-Fig. 6

Reid (1974): 591-592; Taf. 1, Fig. 6, 7

Harland (1977): 94-96; Taf. 2, Fig. 22-24; Taf. 4, Fig. 11, 17; Text-Fig. 2

Theka: *Lingulodinium polyedrum* Stein 1883 nach Wall & Dale (1968) Lewis & Hallet 1997

Bemerkungen: In Oberflächensedimenten aus dem Bereich des Untersuchungsgebietes ist diese Art bisher hauptsächlich aus dem südlicheren Nordatlantik und von der Westküste der Britischen Inseln beschrieben. Nach Untersuchungen von Rochon et al. (1999) dominiert *L. machaerophorum* in Gemeinschaften der Biskaya und vor Portugal mit Häufigkeiten bis zu 80%. Die Art ist assoziiert mit Salzgehalten von >36, sowie Temperaturen von ca. 16°C (Winter) und 22°C (Sommer). Allerdings dominiert sie auch Gemeinschaften in schottischen Lochs (Lewis 1988) und norwegischen Fjorden, wo Salzgehalte und Temperaturen deutlich geringer sind. Untersuchungen in der Ostsee haben ebenfalls gezeigt, dass bestimmte Morphotypen bei niedrigeren Temperaturen Salzgehalte bis 7 tolerieren. Nach Studien von Dale & Fjellså (1994) ist das Vorkommen dieser Art an hohe Nährstoffgehalte gekoppelt.

Vorkommen im Probenmaterial: Der Nachweis dieser Art beschränkt sich auf wenige Exemplare in einzelnen Kernen der Norwegensee und des Rockall Plateaus.

Gattung *Operculodinium* Wall 1967 emend. Matsuoka et al. 1997

Operculodinium centrocarpum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967 sensu Wall & Dale 1966

(Anhang II, Tafel 1, Abb. 1-8)

Bestimmungsliteratur:

Deflandre & Cookson (1955): 272-273; Taf. 8, Fig. 3, 4

Wall (1967): 111; Taf. 16, Fig. 1, 2, 5

Wall & Dale (1968): 272; Taf. 1, Fig. 19, 20

Reid (1974): 594-595; Taf. 2, Fig. 10, 11

Harland (1977): 96-97; Taf. 1, Fig. 19; Taf. 4, Fig. 9, 10

Theka: *Protoceratium reticulatum* Reinecke 1967 nach Wall & Dale (1968)

Bemerkungen: Morphologische Variationen in der Länge der Fortsätze und in der Wandornamentation werden auf den Einfluss von unterschiedlichen Salzgehalten zurückgeführt (de Vernal et al. 1989, Dale 1996, Matthiessen & Brenner 1996, Ellegaard 2000).

Unterfamilie Gonyaulacoideae (Autonym)

Gattung *Ataxiodinium* Reid 1974

Ataxiodinium choane Reid 1974

(Anhang II, Tafel 6, Abb. 10, 11)

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 588-589; Taf. 1, Fig. 1, 2

Theka: *Gonyaulax spinifera* Gruppe nach Wall et al. (1977)

Bemerkungen: Nach Marret und Zonneveld (2003) kommt diese Art in den kalt-gemäßigten bis subtropischen Regionen vor und erreicht die höchsten Gehalte in eutrophischen Lebensräumen. In den Oberflächensedimenten des Arbeitsgebietes ist diese Art selten und wurde hauptsächlich in der östlichen Norwegensee beobachtet (Matthiessen 1991). Nach de Vernal et al. (1997) und Rochon et al. (1999) bevorzugt *A. choane* Temperaturen um 15°C und Salzgehalte größer als 30, und wird im Arbeitsgebiet als temperate, neritische Art eingestuft.

Vorkommen im Probenmaterial: Auch in den bearbeiteten Sedimenten kommt *A. choane* nur selten vor, ist aber, mit Ausnahme der Kerne 1842 und HM 52-43, in allen bearbeiteten Sedimentprofilen nachgewiesen.

Gattung *Bitectatodinium* Wilson 1973

Bitectatodinium tepikiense Wilson 1973

(Anhang II, Tafel 1, Abb. 9-12)

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 589-590; Taf. 1, Fig. 3-5

Harland (1977) 93-94; Taf. 1, Fig. 20; Taf. 4, Fig. 8

Theka: *Gonyaulax digitalis* (Pouchet 1883) Kofoid 1911 nach Lewis et al. 2001

Gattung *Impagidinium* Stover & Evitt 1978

***Impagidinium pallidum* Bujak 1984**

(Anhang II, Tafel 2, Abb. 1-3)

Bestimmungsliteratur:

Bujak (1984): 187; Taf. 2, Fig. 3-8

de Vernal & Mudie (1989b): 413; Taf. 1, Fig. 15, 16

Theka: (unbekannt), *Gonyaulax* sp. indet.

Impagidinium* spp. non *I. pallidum

In dieser Gruppe sind die folgenden Arten der Gattung *Impagidinium* und alle nicht näher bestimmbaren Exemplare zusammengefasst.

***Impagidinium aculeatum* (Wall 1967) Lentin & Williams 1981**

(Anhang II, Tafel 3, Abb. 1, 2)

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 104, 105; Taf. 14, Fig. 18, 19; Text-Fig. 3C-D

Theka: *Gonyaulax* sp. Dodge & Harland (1991)

Bemerkungen: Diese Art kann Gemeinschaften in subtropischen und tropischen ozeanischen Bereichen dominieren, kommt aber insgesamt in einem weiten Bereich von Temperatur, Salzgehalt und Nährstoffangebot vor, allerdings nicht in Bereichen mit saisonaler Meereisbedeckung (Marret und Zonneveld 2003). Im zentralen Nordatlantik ist *I. aculeatum* weit verbreitet und hat ein ozeanisches Verteilungsmuster. In quartären Sedimenten aus dem Bereich der Britischen Inseln ist *I. aculeatum* nur mit sehr geringen Häufigkeiten beschrieben (Harland 1983). Nach Rochon et al. (1999) ist das Vorkommen dieser Art auf Salzgehalte >35 beschränkt und wird dementsprechend als stenohalin eingestuft. Mit maximalen Häufigkeiten von >80% wird diese Art in der Biscaya festgestellt (Rochon et al. 1999).

Vorkommen im Probenmaterial: Im Untersuchungsmaterial wurde die Art nur auf dem Rockall Plateau (23414) häufiger nachgewiesen. Dabei liegt der relative Anteil allerdings meist unter 1%. In anderen Kernen wurden nur Einzelexemplare beobachtet.

***Impagidinium paradoxum* (Wall 1967) Stover & Evitt 1978**

(Anhang II, Tafel 3, Abb. 10-12)

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 106, 107; Taf. 15, Fig. 5-8; Text-Fig. 2, 3A-B

Theka: *Gonyaulax* sp. Dodge & Harland (1991)

Bemerkungen: Diese Art hat ein ähnliches Verbreitungsmuster im nördlichen Nordatlantik wie *I. aculeatum*, ist aber nur selten in quartären Sedimenten nachgewiesen (Harland 1983,

Rochon et al. 1999). Rochon et al. (1999) und de Vernal et al. (1997) geben deshalb auch ähnliche ökologische Präferenzen an.

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde in wenigen Proben des Kernes 23414 beobachtet. Einzelne Exemplare wurden noch in den Kernen 23259, 23411 und 1900 nachgewiesen.

Impagidinium patulum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978
(Anhang II, Tafel 3, Abb. 5, 6)

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 105, 106; Taf. 15, Fig. 1-4; Text-Fig. 4

Theka: *Gonyaulax* sp. Dodge & Harland (1991)

Bemerkungen: *Impagidinium patulum* wird als stenohaline Art bezeichnet und kommt nur bei Salzgehalten >34 vor (de Vernal et al. 1994). Nach Harland (1983) ist die Verbreitung dieser Art im Gegensatz zu den anderen warmadaptierten Arten von *Impagidinium* spp. auf die subtropischen Regionen des Nordatlantiks beschränkt.

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde nur vereinzelt in Proben des Kernes vom Rockall Plateau (23414) beobachtet.

Impagidinium sphaericum (Wall 1967) Lentin & Williams 1981
(Anhang II, Tafel 3, Abb. 7-9)

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 108; Taf. 15, Fig. 11-15

Theka: *Gonyaulax* sp. Dodge & Harland (1991)

Impagidinium striatum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978
(Anhang II, Tafel 3, Abb. 3,4)

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 107, 108; Taf. 15, Fig. 9-10; Text-Fig. 5

Theka: *Gonyaulax* sp. Dodge & Harland (1991)

Bemerkungen: *I. striatum* ist seltener in höheren Breiten, ansonsten ähnelt die Verbreitung der von *I. aculeatum*. Der Salzgehalt liegt dabei über 31,5 (Marret & Zonneveld 2003).

Vorkommen im Probenmaterial: Einzelne Exemplare dieser Art wurden nur im Kern 23414 nachgewiesen.

Gattung *Nematosphaeropsis* Deflandre & Cookson 1955 emend. Wrenn 1988

Nematosphaeropsis labyrinthus (Ostenfeld 1903) Reid 1974

(Anhang II, Tafel 2, Abb. 4-8)

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 270; Taf. 6-8

Reid (1974): 592-594; Taf. 1, Fig. 8, 9

Bujak (1984): 189-190; Taf. 3, Fig. 5-7

Wrenn (1988): 142,144; Taf. 1, Fig. 1-4, 16, 17; Taf. 2, Fig. 7-12; Taf. 3, Fig. 1-3, 5, 6; Taf. 6, Fig. 1, 2

Theka: *Gonyaulax spinifera* (Claprede & Lachmann) Diesing 1866 nach Wall et al. (1967) und Wall & Dale (1968)

Bemerkungen: *Nematosphaeropsis labyrinthus* zeigt große Variationen im Durchmesser der Zyste, in der Länge der Fortsätze und in der Ausbildung der Trabeculae. Oft ist die Zyste allerdings nur im verfalteten Zustand erhalten, so dass ein eindeutiges Erkennen dieser Merkmale nicht möglich war.

Gattung *Spiniferites* Mantell 1850 emend. Sarjeant 1970

Unter *Spiniferites* spp. sind in den Abbildungen alle gezählten *Spiniferites*-Zysten erfasst.

***Spiniferites elongatus* s.l.** Reid 1974

(Anhang II, Tafel 4, Abb. 1-5)

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 602-603; Taf. 3, Fig. 23, 24

Harland & Reid in Harland et al. (1980): 213-216; Fig. 2A-2J, 3

Theka: *Gonyaulax elongata* Ellegaard et al. 2003,

Gonyaulax sp. indet nach Harland & Reid in Harland et al. (1980)

Bemerkungen: Harland & Sharp (1986) haben morphologische Variationen in den Populationen elongater *Spiniferites*-Zysten verschiedenen Taxa zugeordnet. Die Morphotypen weisen eine starke Variabilität in der Länge der Fortsätze und der Ausbildung von Membranen auf. Da die Übergänge zwischen ihnen fließend sind, werden sie zumeist als *S. elongatus* s.l. aufgeführt (Rochon et al. 1999, deVernal et al. 2001). Auch hier wurden *S. elongatus*, *S. frigidus*, *S. elongatus-frigidus* sowie alle Übergangsformen als *S. elongatus* s.l. zusammengefasst.

Spiniferites belerius Reid 1974

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 596-598; Taf. 2, Fig. 12,13

Harland (1977): 97-98; Taf. 1, Fig. 7-10; Taf. 2, Fig. 7-10, 16-21, 25-27; Text-Fig. 3

Theka: *Gonyaulax scrippsae* Kofoed 1911

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde nur vereinzelt in den Kernen 23259, 1842 und HM 52-43 beobachtet.

Spiniferites bentorii (Rossignol 1964) Wall & Dale 1970

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 269; Taf. 1, Fig. 1-5; Taf. 3, Fig. 1-2

Reid (1974): 598-600; Taf. 2, Fig. 14, 15, 16

Harland (1977): 98-99; Taf. 2, Fig. 1-5

Theka: *Gonyaulax digitalis* (Pouchet 1883) Kofoid 1911

Bemerkungen: *S. bentorii* kann als Art küstennaher temperater bis tropischer Gebiete gekennzeichnet werden (Marret & Zonneveld 2003). Eine weitere Unterteilungen in die Subspezies *S. bentorii* ssp. *bentorii* und *S. bentorii* ssp. *truncatus* (Rossignol 1964) Lentin & Williams 1973 wurde hier nicht vorgenommen.

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde nur im Kern 23259 beobachtet.

Spiniferites delicatus Reid 1974

(Anhang II, Tafel 4, Abb. 9)

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 601-602; Taf. 2, Fig. 20, 21, 22

Harland (1977): 99; Taf. 2, Fig. 13-15

Theka: *Gonyaulax* sp. (Harland 1977)

Bemerkungen: *S. delicatus* kann als küstennahe Art temperater bis tropischer Bereiche gekennzeichnet werden, die hohe Salzgehalte toleriert (Marret & Zonneveld 2003). Im Arbeitsgebiet wurde sie aber nur selten gefunden (Harland 1983).

Vorkommen im Probenmaterial: Auch im Probenmaterial wurden lediglich Einzelexemplare in den Kernen 23414, 23411 und 23402 nachgewiesen.

Spiniferites lazus Reid 1974

(Anhang II, Tafel 5, Abb. 1,2)

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 604-605; Taf. 3, Fig. 25-27

Harland (1977): 100; Taf. 1, Fig. 1-4

Theka: *Gonyaulax* sp. (Harland 1977)

Bemerkungen: Das Vorkommen dieser Art ist auf küstennahe Bereiche des östlichen Nordatlantiks beschränkt (Marret & Zonneveld 2003). Sie bildet nur einen kleinen Bestandteil der Zystengemeinschaften. Generell kann man *S. lazus* als kühl-temperate Art einstufen (Harland 1983).

Vorkommen im Probenmaterial: In Proben des Kernes 23259 wird diese Art häufiger nachgewiesen und erreicht Anteile bis max. 5,9%. Ansonsten kommt *S. lazus* noch vereinzelt auf dem Rockall Plateau (23414) und in den Kernen 1900, 23400, 1243 und 23402 vor.

Spiniferites membranaceus (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

(Anhang II, Tafel 5, Abb. 3, 4)

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 605-606; Taf. 3, Fig. 28, 29, 30, 31

Harland (1977): 100-101; Taf. 1, Fig. 11, 12; Taf. 2, Fig. 11, 12

Theka: *Gonyaulax membranacea* (Rossignol 1964) Ellegaard et al. 2003

Bemerkungen: Diese Art ist in ihrem Vorkommen relativ stark eingeschränkt und kommt hauptsächlich in temperaten Wassermassen vor (Harland 1983). In quartären Sedimenten ist sie nur gelegentlich beschrieben. Sie kommt nur in geringer Anzahl im zentralen Nordatlantik vor (Rochon et al. 1999) und hat einen deutlich thermophilen Charakter ($T > 15^{\circ}\text{C}$).

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde nur vereinzelt in Proben der Kerne 23414, 23411, HM 52-43, 23402 und 23259 beobachtet.

***Spiniferites mirabilis* s.l.** (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

(Anhang II, Tafel 5, Abb. 5-7)

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 101; Taf. 14, Fig. 5, 6; Text-Fig. 2

Reid (1974): 606-607; Taf. 4, Fig. 32, 33, 34

Harland (1977): 101; Taf. 2, Fig. 6

Theka: *Gonyaulax spinifera* (Claparède & Lachmann 1859) Diesing 1866

Bemerkungen: *Spiniferites mirabilis* und *S. hyperacanthus* unterscheiden sich am antapikalen Saum. Der ist bei *S. mirabilis* gut ausgebildet, während er bei *S. hyperacanthus* fehlt. Bei ungünstig orientierten oder schlecht erhaltenen Exemplaren ist eine eindeutige Zuordnung oft nicht möglich. Aus diesem Grund werden die beiden Arten meist zusammengefasst (z.B. Reid 1974). Hier sind alle Exemplare als *S. mirabilis* s.l. gezählt, da die meisten Individuen eindeutig dieser Art zugeordnet wurden.

***Spiniferites ramosus* s.l.** (Ehrenberg 1838) Mantell 1854

(Anhang II, Tafel 4, Abb. 6-8)

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 270-271; Taf. 1, Fig. 13-15

Reid (1974): 600-601; Fig. 17, 18, 19

Theka: *Gonyaulax spinifera* Komplex siehe Head (1996)

Bemerkungen: *Spiniferites ramosus* und *S. bulloideus* sind sich sehr ähnlich, wobei letztere

kugelförmiger, kleiner und fragiler als *S. ramosus* ist (Harland 1977). Man kennt jedoch große intraspezifische Variationen von *S. ramosus* und die Art wurde als ein "senior synonym" von *S. bulloideus* behandelt (Harland 1977, siehe Head 1996). Unter Berücksichtigung unterschiedlicher Erhaltung und Orientierung wurden *S. ramosus* und *S. bulloideus* als *S. ramosus* s.l. zusammengefasst.

Nach Rochon et al. (1999) beansprucht *S. ramosus* s.l. höhere Temperaturen als 10°C und Salzgehalte über 30. Die nördlichste Verbreitung liegt um 70° N, was eine Abhängigkeit von der Lichtintensität nahelegt.

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde in geringen Häufigkeiten in allen Kernen nachgewiesen. Im jüngeren Holozän liegen die Anteile dabei meist unter 1%. Höhere Werte von max. 7,9% (Kern 1842) werden hauptsächlich in den älteren Abschnitten des Holozäns erreicht.

Gattung Tectatodinium Wall 1967

Tectatodinium pellitum Wall 1967

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 113; Taf.16, Fig.11, 12

Theka: *G. spinifera* Dodge & Harland 1991

Bemerkungen: *T. pellitum* wurde im Untersuchungsgebiet bisher vorwiegend aus neritischen Sedimenten um die Britischen Inseln beschrieben (Harland 1983). Es handelt sich offensichtlich um eine neritische Zyste, die in relativ hohen Anteilen in frühpleistozänen Gemeinschaften südlich England beobachtet wurde. In Oberflächenproben und Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer (Matthiessen 1991) wurde diese Art bisher nicht nachgewiesen

Vorkommen im Probenmaterial: Vereinzelt Exemplare dieser Art wurden nur auf dem Rockall Plateau (Kern 23414) festgestellt.

Ordnung Peridiniales Haeckel 1894

Unterordnung Peridiniineae (autonym)

Familie Peridiniaceae Ehrenberg 1831

Unterfamilie Calciadinelloideae Fensome et al. 1993

Gattung *Pentapharsodinium* Indelicato & Loeblich III 1986 emend. Montresor et al. 1993

Zyste von *Pentapharsodinium dalei* Indelicato & Loeblich III 1986

(Anhang II, Tafel 6, Abb. 1, 2)

Bestimmungsliteratur:

Dale (1977): 243-245, 248

Theka: *Peridinium faeroense* Paulsen 1905 nach Dale (1977)

Familie Protoperidiniaceae Balech 1988 nom. cons.

Unterfamilie Protoperidinioideae Balech 1988

Gattung *Brigantedinium* Reid 1974 ex Lentin & Williams 1993

Brigantedinium simplex Wall ex Lentin & Williams 1976

(Anhang II, Tafel 6, Abb. 6-8)

Bestimmungsliteratur:

Wall (1965): 308; Fig. 7, 20

Wall & Dale (1968): 277; Taf. 2, Fig. 28-30; Taf. 3, Fig. 26-28

Reid (1977): 435-436; Taf. 1, Fig. 3, 4

Harland (1982): 382, 384; Taf. 38, Fig. 1-3; Text-Fig. 18

Theka: *Protoperidinium conicoides* (Paulsen 1905) Balech 1974

Bemerkungen: Exemplare der Gattung *Brigantedinium* sind nicht separat aufgeführt sondern nur als *Brigantedinium* spp. indet. zusammengefasst. Diese Sammelgruppe wird benutzt, da vielfach eine eindeutige Zuordnung der Zysten zu einzelnen Arten nicht möglich ist. Oftmals machten eine ungünstige Orientierung oder eine Verfaltung der Zyste es unmöglich, die Archeopyle deutlich zu erkennen und damit die Zyste sicher einer Art zuzuordnen. Nur die polare Art *B. simplex* wurde in den Sedimenten nachgewiesen und macht wohl auch einen Großteil der nicht näher bestimmten Exemplare aus.

Gattung *Islandinium* Head et al. 2001

***Islandinium minutum* s.l.** (Harland & Reid in Harland et al. 1980) Head et al. 2001

(Anhang II, Tafel 6, Abb. 3, 4)

Bestimmungsliteratur:

Harland & Reid in Harland et al. (1980): 216-217; Fig. 2M-2O

Matsuoka & Bujak (1988): Taf. 1, Fig. 1-4, 7

Theka: *Protoperidinium* sp. indet. nach Harland & Reid in Harland et al. (1980)

Bemerkungen: Ursprünglich als *Multispinula? minuta* beschrieben. Schon de Vernal et al. (1989) haben Variationen in der Morphologie dieser Art unterschieden. Nach Head et al. (2001) sind diese Art und ähnliche runde, braune, spinöse Zysten neu eingeordnet worden. Die Zählungen dieser Arbeit sind vor diesem Zeitpunkt gemacht worden und Exemplare von *M.? minuta* sind jetzt als *I. minutum* einzuordnen. Nach Head et al. (2001) sind als weitere Arten *I.? cezare* und *Echinidinium karaense* beschrieben. Exemplare dieser Arten können in den Zählwerten eingeschlossen sein. Die meisten Daten geben diese Unterscheidung jedoch nicht her und auch in neueren Arbeiten sind diese Typen nur äußerst selten (Matthiessen, mdl. Mitteilung). Im untersuchten Probenmaterial ist diese Art nicht sehr häufig vertreten und es wird daher keine weitere Unterscheidungen vorgenommen.

Gattung *Selenopemphix* Bradford 1975

***Selenopemphix quanta* s.l.** (Bradford 1975) Matsuoka 1985.

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 273-274; Taf. 2, Fig. 3-5; Taf. 3, Fig. 13

Bradford (1975): 3067, 3069; Fig. 5-7

Harland (1982): 384-385; Taf. 39, Fig. 1-3; Taf. 42, Fig. 1, 10; Text-Fig. 19

Theka: *Protoperidinium conicum* (Gran) Balech 1902 nach Wall & Dale (1968),
Protoperidinium nudum (Meunier) Balech 1902 nach Wall & Dale (1968)

Bemerkungen: Nach Reid (1974) gibt es Übergangsformen zwischen den Zysten von *P. nudum* und *P. conicum*. Sie wurden deshalb unter *S. quanta* zusammengefasst.

Nur in einigen Oberflächensedimentproben vom Vøring Plateau und aus der südlichen Norwegensee ist *S. quanta* regelmäßig vorhanden (Matthiessen 1991, 1995). Im Arbeitsgebiet haben Dale & Fjellså (1994) diese Art vor SW-Island und den Faeroer-Inseln in Anteile von 19-40% bzw. 14-35% nachgewiesen. Biebow (1996) hat *S. quanta* mit größeren Häufigkeiten in Gebieten festgestellt, die nur einer geringen Auftriebsintensität und Produktivität unterliegen. Wall et al. (1977) und Dale & Fjellså (1994) stufen die Art als kosmopolitisch ein.

Vorkommen im Probenmaterial: *Selenopemphix quanta* wurde nur vereinzelt (<1%) in den oberflächennahen Sedimenten einiger Kerne (23411, 23402, 23259 und 23400) gefunden.

Gattung *Trinovantedinium* Reid emend. de Verteuil & Norris 1992

Trinovantedinium applanatum (Bradford 1977) Bujak & Davies 1983

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968) 274; Taf. 2, Fig. 11-12

Reid (1977): 437-438; Taf. 1, Fig. 6-8

Harland (1982): 386; Taf. 39, Fig. 7-11; Taf. 42, Fig. 8, Text-Fig. 22

Theka: *Protoperidinium pentagonum* (Gran 1902) Balech 1974 nach Wall & Dale (1968) und Lewis et al. (1984)

Bemerkungen: Bei *T. applanatum* handelt es sich um eine temperate und ozeanische Art, die in den meisten Oberflächensedimenten des zentralen Nordatlantiks nachgewiesen werden konnte (Rochon et al. 1999). Diese Art ist assoziiert mit Sommertemperaturen von 5-15°C und Salzgehalten größer als 34.

Vorkommen im Probenmaterial: Das Vorkommen in den untersuchten Sedimenten beschränkt sich auf die Sedimente der Norwegensee, des zentralen Europäischen Nordmeeres und des Rockall Plateaus. Der Anteil dieser Art an der Gemeinschaft liegt zumeist unter 1% und beträgt max. 3,4% (Kern 23259).

Dinozysten indet.
INCERTAE SEDIS
Gruppe Acritarcha Evitt 1963
Gattung *Halodinium* Bujak 1984

***Halodinium* spp.**

Bestimmungsliteratur:

Bujak (1984): 196

Bemerkungen: Variationen im Durchmesser der Zyste ermöglichen eine Aufteilung in die Arten *H. minor* und *H. major*, die aber am vorliegenden Material nicht unterschieden wurden. *Halodinium* spp. ist in der zentralen Island- und Grönlandsee, in denen Meereis im Frühjahr und Sommer abschmilzt häufiger als auf dem ostgrönländischen Kontinentalschelf. Das Vorkommen ist möglicherweise mit Lebensräumen geringen Salzgehaltes verknüpft.

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde nicht in den Kernen 23414, 23411, HM 52-43, 23402 und 23424 im Einflussbereich des Norwegenstromes beobachtet. In allen anderen Kernen wurde *Halodinium* spp. nachgewiesen und kommt hauptsächlich in den jüngeren Sedimenten vor.

Untergruppe Pterospermopsis (Wetzel) Deflandre 1954

***Cymatiosphaera* spp.**

Bestimmungsliteratur:

Deflandre & Cookson (1955): 288-290

de Vernal & Mudie (1989a): 396; Taf. 2, Fig. 4-11

de Vernal & Mudie (1989b): 415; Taf. 5, Fig. 14-16, 18, 19, 20, 23

Vorkommen im Probenmaterial: Diese Art wurde selten in wenigen Proben beobachtet.

SÜBWASSERALGEN
Stamm Chlorophyta Pascher 1914
Klasse Chlorophyceae Kutzing 1843
Ordnung Chlorococcales Pascher 1915
Familie Hydrodictyaceae Dumortier 1829
Gattung *Pediastrum* Meyen 1829

***Pediastrum* spp.**

Bestimmungsliteratur:

Bujak (1984): 195; Taf. 4, Fig. 11

de Vernal & Mudie (1989a): 395; Taf. 2, Fig. 12

Bemerkungen: Möglicherweise lassen sich die beobachteten Exemplare *P. boryanum* (Turpin) Meneghini 1840 und auch *P. kawraiskyi* zuordnen. Meistens wurden jedoch nur einzelne Zellen oder unvollständige Exemplare beobachtet. Da es sich bei *Pediastrum* spp. um eine Süßwasseralge handelt, sind die beobachteten Exemplare wahrscheinlich aus driftendem Meereis abgeschmolzen. Matthiessen (1991) und Baumann & Matthiessen (1992) haben *Pediastrum* spp. hauptsächlich in spätglazialen Sedimenten nachgewiesen.

Vorkommen im Probenmaterial: *Pediastrum* spp. wurde in allen bearbeiteten Kernen zumindest in Einzelexemplaren nachgewiesen. Es hat den Anschein, dass sich ihr Vorkommen hauptsächlich auf den Bereich des Spätglazials und auf den Übergang zum Holozän konzentriert. Das deutet auf eine Verknüpfung mit Abschmelzereignissen hin. Eine direkte Verknüpfung mit Abschmelzereignissen ist jedoch schwierig und konnte unter anderem aufgrund der gegebenen Probenauflösung nur bedingt nachgewiesen werden.

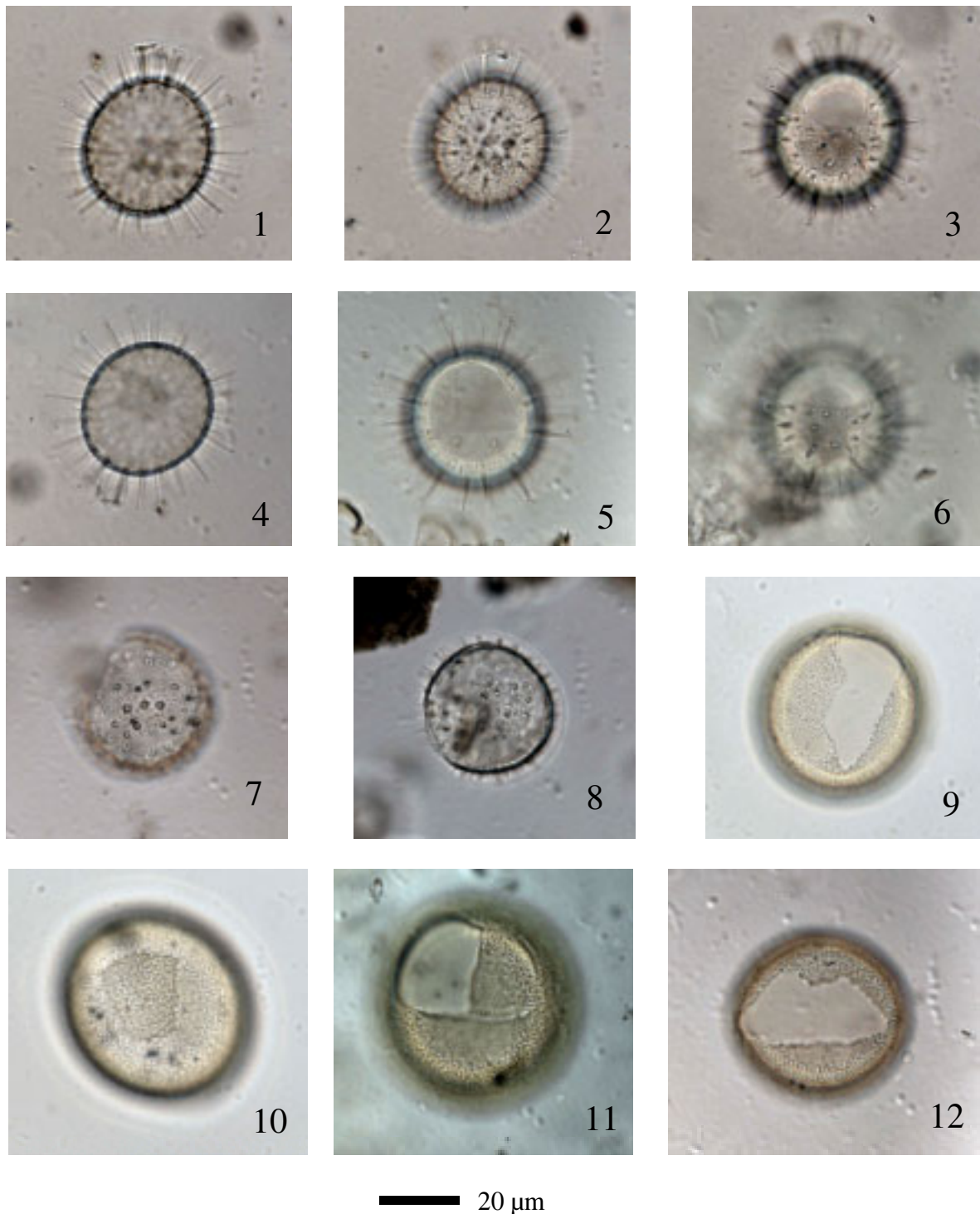
ANDERE PALYNOMORPHE

Neben den gerade aufgeführten Taxa wurden noch weitere Palynomorphe erfasst:

- quartäre Pollen und Sporen
- Tintinnidenloricae und -zysten
- Foraminiferentapeten
- Umgelagerte Palynomorphe
- umgelagerte Dinozysten
- umgelagerte Pollen und Sporen

Foraminiferentapeten sind in einigen oberflächennahen Proben relativ häufig. Quartäre Pollen und Sporen, Tintinnidenloricae und -zysten sind jedoch nur von untergeordneter Bedeutung. Umgelagerte Palynomorphe, umgelagerte Dinozysten und umgelagerte Pollen und Sporen kommen in größeren Häufigkeiten hauptsächlich in spätglazialen Ablagerungen vor. Die häufig recht schlechte Erhaltung erschwert eine eindeutige Zuordnung.

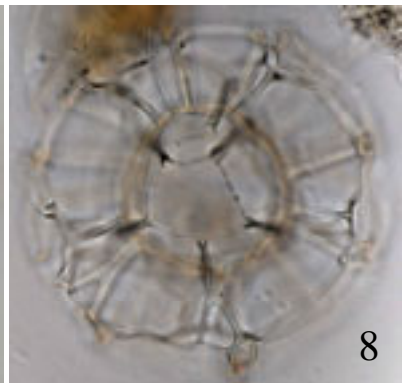
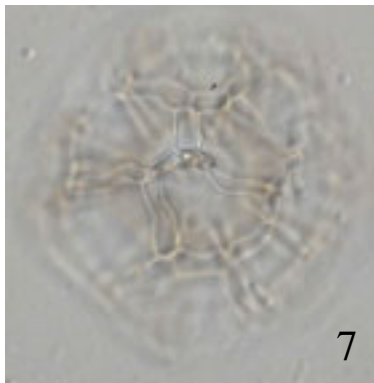
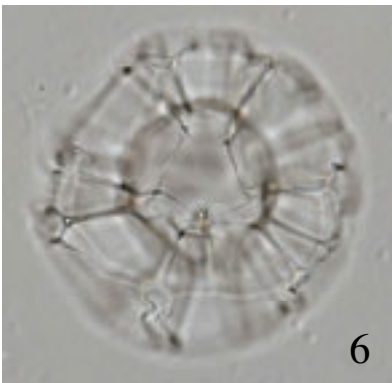
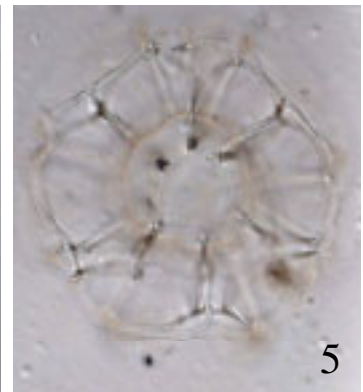
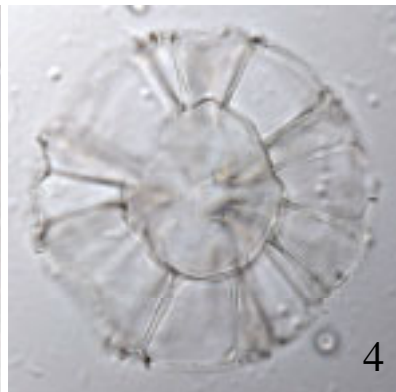
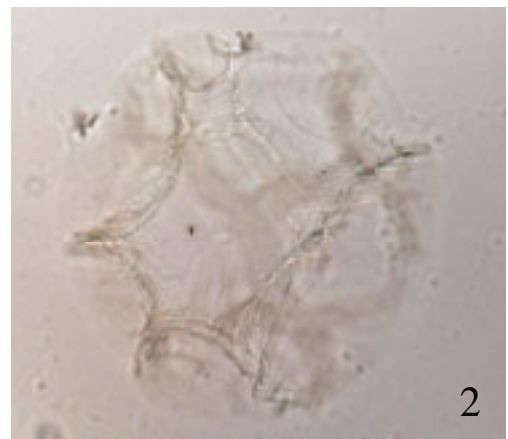
Tafel 1



1-8) *Operculodinium centrocarpum*, (1-4) 23414, 45 cm, F 46/3, (5) 23413, 45 cm, S 33/2, (6) 23414, 45 cm, N 32, (7) 23402, 5 cm, Q 33, (8) 23402, 5 cm, P 41/3

9-12) *Bitectatodinium tepikiense*, (9) 23259, 419,5-421 cm, K41, (10) 23259, 419,5-421 cm, R 32/1, (11) 23414, 45 cm, L 42, (12) 23414, 45 cm, M44

Tafel 2

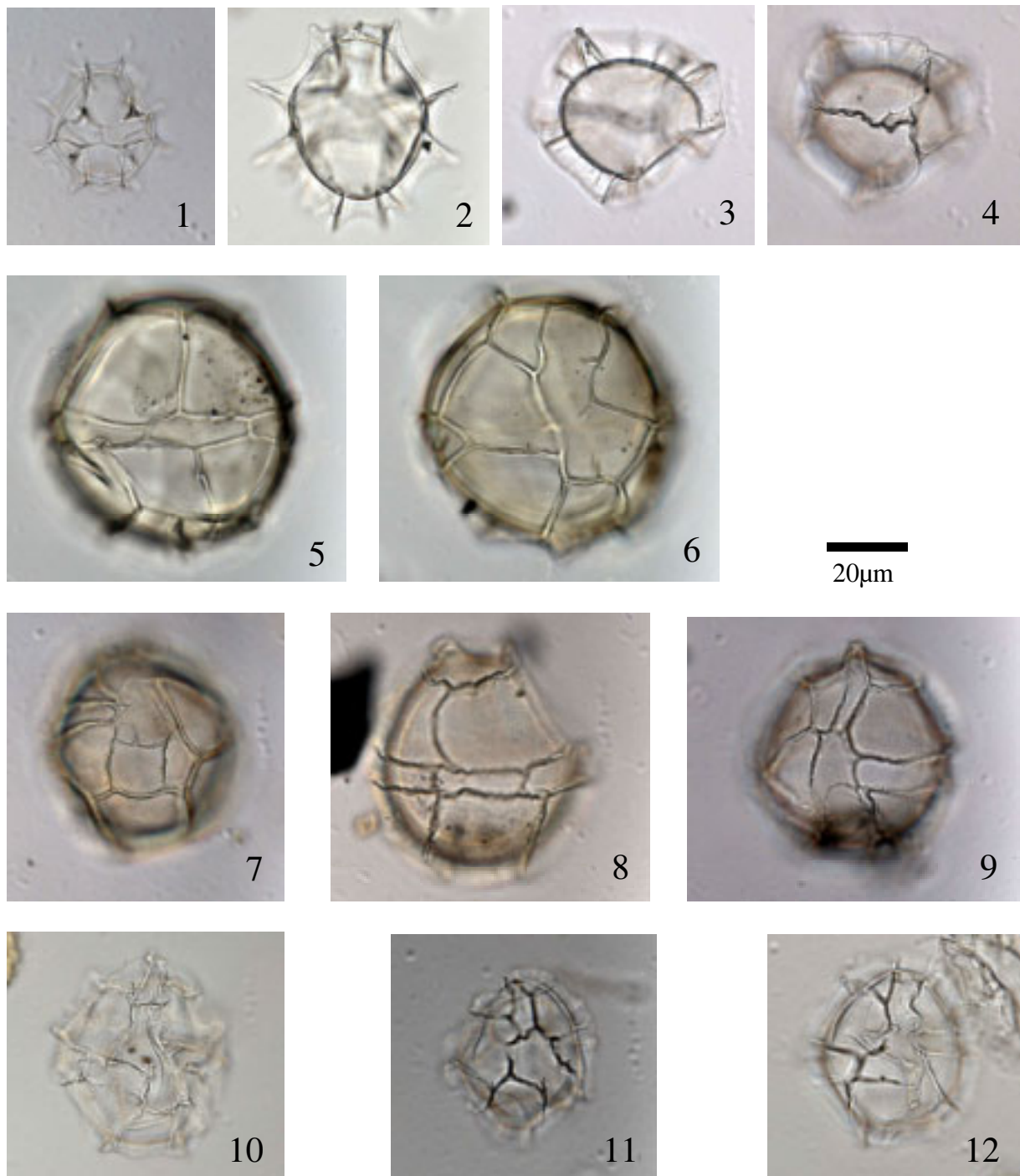


— 20 µm

1-3) *Impagidinium pallidum*, (1,2) 23411, 11-12 cm, F 40, (3) 23411, 5 cm, F36/1

4-8) *Nematosphaeropsis labyrinthus*, (4) 23414, 19,5-21 cm, O 47/4, (5) 23414, 45 cm, K 44,
(6, 7) 23414, 395 cm, O 29, (8) 23413, OfI., T 43/3

Tafel 3



1, 2) *Impagidinium aculeatum*, (1) 23414, 15 cm, U 45/3, (2) 23414, 35 cm, K 47

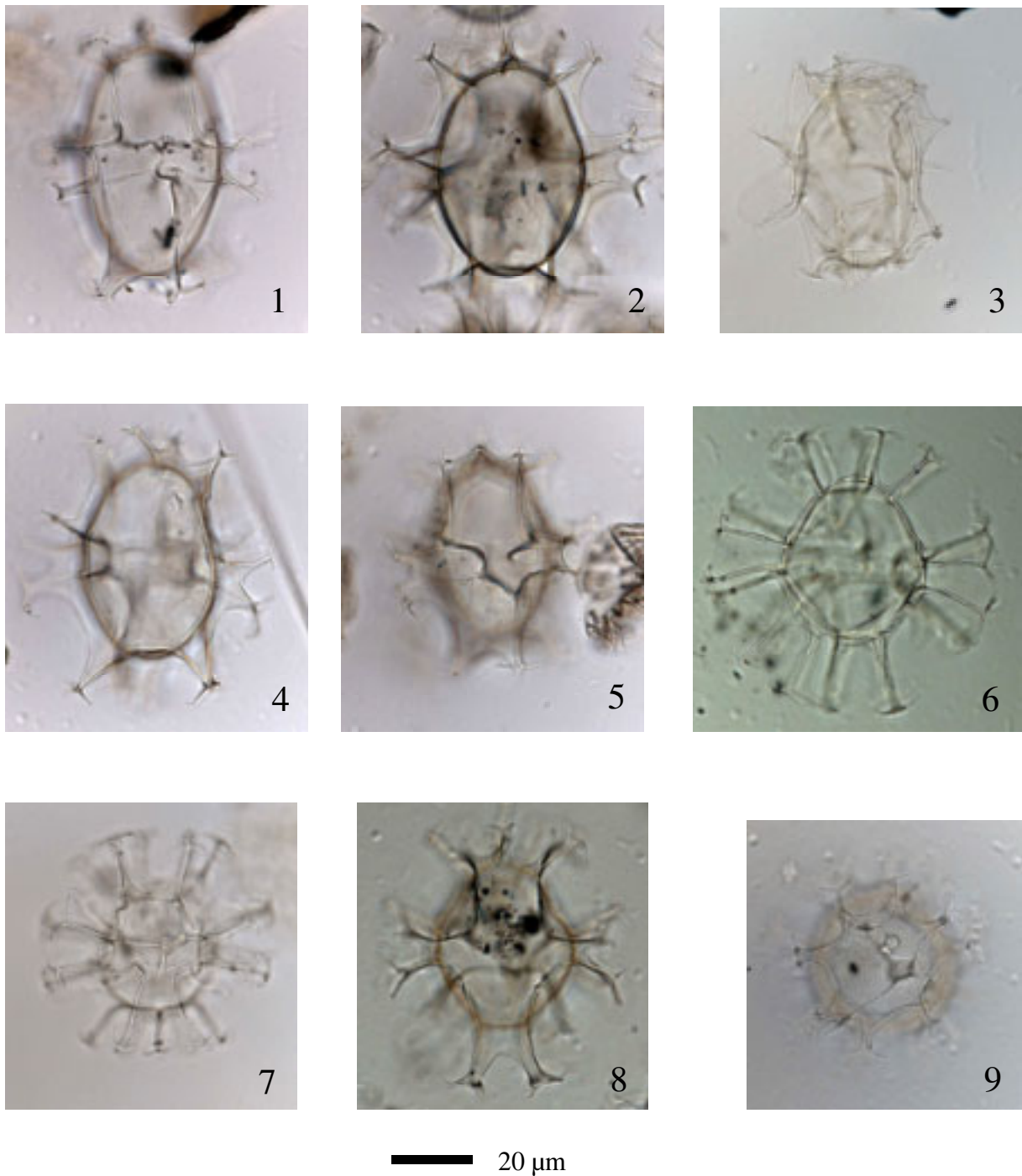
3, 4) *Impagidinium striatum*, 23414, 19,5-21 cm, M 47

5, 6) *Impagidinium patulum*, 23414, 155 cm, S 39/3

7-9) *Impagidinium sphaericum*, (7) 23413, OfL., M 45/3, (8) 23259, 70 cm, P 40, (9) 23414, 115 cm, U 49/2

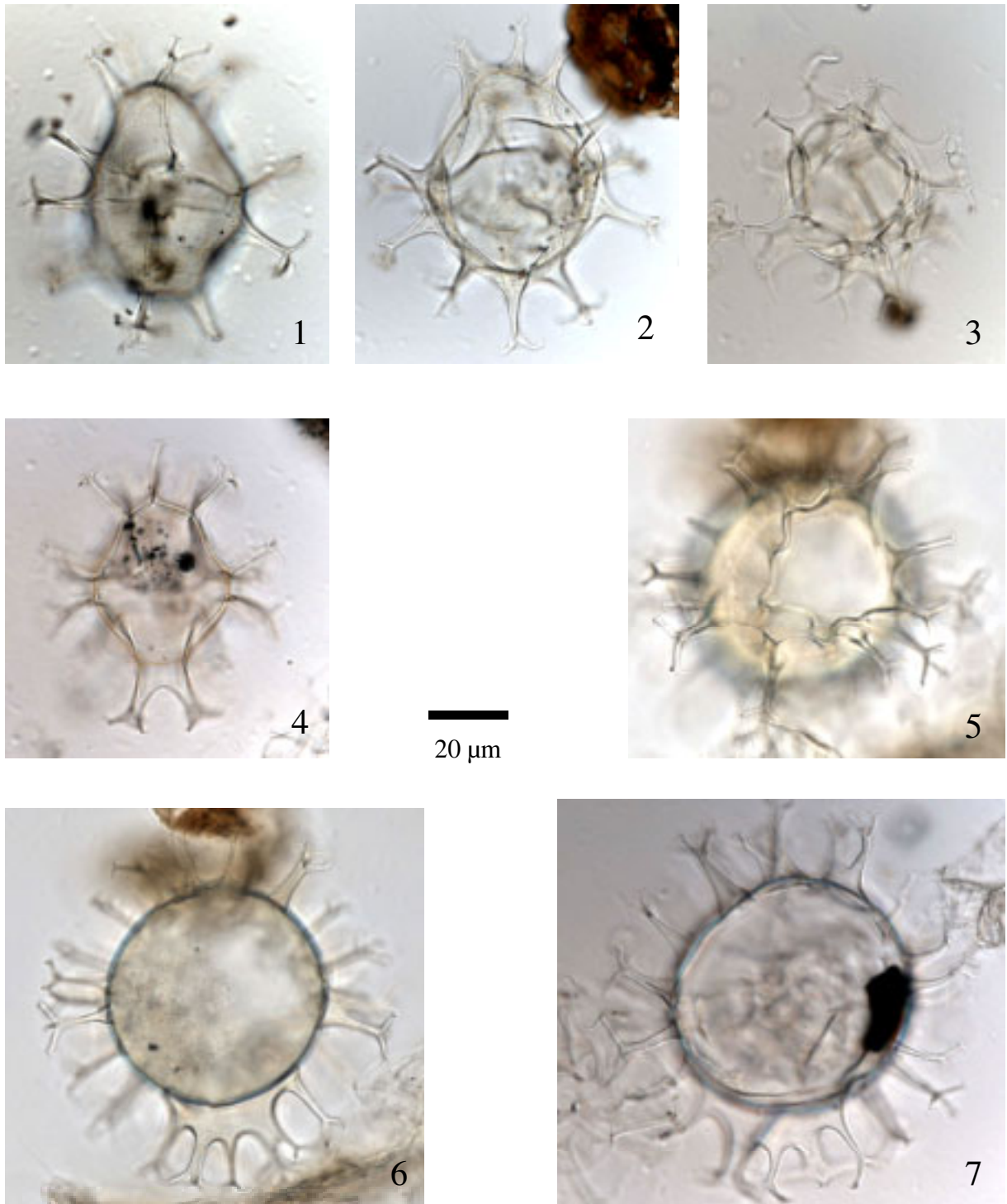
10-12) *Impagidinium paradoxum*, (10) 23414, 5 cm V 48/4, (11) 23414, 35 cm, K 47, (12) 23414, 19,5 – 21 cm, J 47/3

Tafel 4



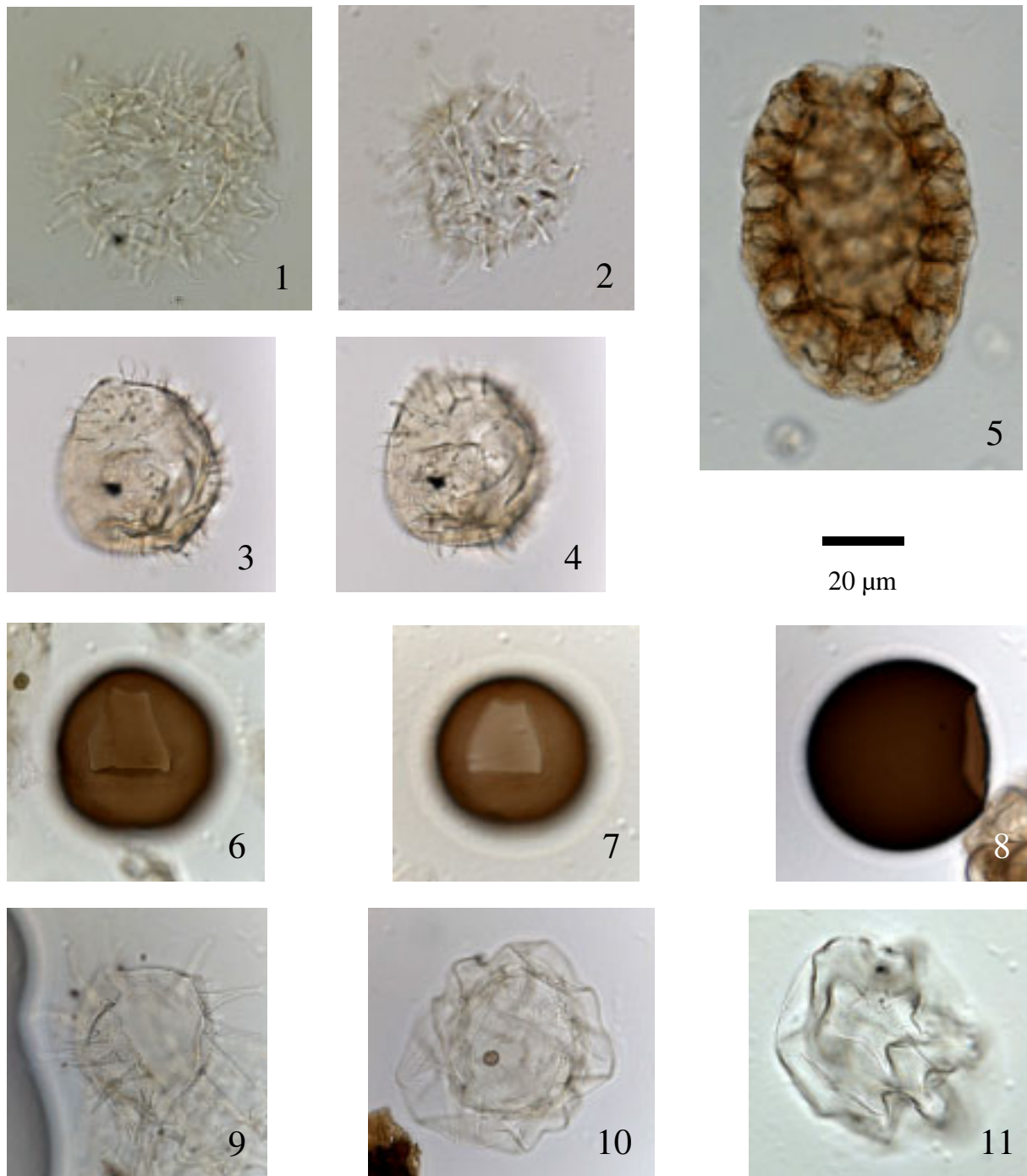
- 1-5) *Spiniferites elongatus* s.l., (1) 23414, 25 cm, V 35/3, (2) 23259, 107 cm, P 36/3, (3) 23413, OfI., N 38, (4) 23413, OfI., C 45, (5) 23413, OfI., E42
 6-8) *Spiniferites ramosus* s.l., (6) *S. ramosus*, 23414, 295 cm, J 48/2, (7) *S. bulloideus*, 23259, 65 cm, P 36/3, (8) *S. bulloideus*, 23259, 30 cm, M 35/3
 9) *Spiniferites delicatus*, (9) 23402, 20 cm, U 49/2

Tafel 5



- 1, 2) *Spiniferites lazus*, (1) 23259, 70 cm, P 32, (2) 23259, 65 cm, P 45/4
 3, 4) *Spiniferites membranaceus*, (3) 23414, 10 cm, P 44/4, (4) 23259, 30 cm, M 36/3
 5-7) *Spiniferites mirabilis* s.l., (5, 6) 23413, Of., H 35/3, (7) 23414, 20 cm, L 49

Tafel 6



- 1, 2) Zyste von *Pentapharsodinium dalei*, (1) 0010, 20 cm, R 42, (2) 0010, 20 cm, P 32
 3, 4) *Islandinium minutum* s.l., (3, 4) 23259, 50 cm, N 41
 5) *Polykrikos schwartzii*, 23414, 10 cm, N 44/4
 6, 7) *Brigantedinium simplex* (6) 23413, OfL., R 37/2, (7) 23413, OfL., N 47/4
 8) *Brigantedinium* spp., 23413, OfL., J 36/1
 9) *Lingulodinium machaerophorum*, 23259, 85 cm, H 40/1
 10-11) *Ataxodinium choane*, (10) 23259, 65 cm, H 41, (11) 23414, 5 cm, D 47/2